

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Paleontología



**EVOLUCIÓN BIOSEDIMENTARIA Y SECUENCIAL DEL
JURÁSICO MEDIO INFERIOR EN LA CUENCA IBÉRICA
(SECTOR NO)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Alejandra García-Frank

Bajo la dirección de los doctores:
María Soledad Ureta Gil y José Ramón Mas Mayoral

Madrid, 2006

- **ISBN: 978-84-669-2936-3**

Evolución biosedimentaria y secuencial del Jurásico Medio inferior en la Cuenca Ibérica (Sector NO)

Alejandra GARCÍA-FRANK

Memoria presentada para optar al grado
de Doctor en Ciencias Geológicas

Madrid, 22 de diciembre de 2005

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid y el Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), bajo la dirección de los Doctores María Soledad Ureta Gil y José Ramón Mas Mayoral de dicha Universidad.

Vº Bº

VºBº

Fdo.: Dra. María Soledad Ureta Gil

Fdo.: Dr. José Ramón Mas Mayoral

Este trabajo ha sido realizado en el Departamento y U.E.I. de Paleontología de la Facultad de C.C. Geológicas e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM) en la Universidad Complutense de Madrid. Ha sido financiado por el Proyecto DGI (BTE 2001-1924). Alejandra García-Frank ha sido becaria FPU del Ministerio de Educación y Ciencia durante los años 2001-2005.

A los míos

Agradecimientos

Han transcurrido cinco años desde que comencé a trabajar en este proyecto, que innegablemente ha marcado una etapa vital muy importante. Durante este periodo he tenido a mi lado a muchas personas, que me han ayudado, apoyado y escuchado, y a ellas quiero expresar mi gratitud.

En primer lugar quiero dar las gracias a mis directores de Tesis, Marisol Ureta y Ramón Mas, que me ofrecieron la oportunidad de realizar este trabajo y que han estado todo este tiempo ayudándome a hacerlo crecer. Quiero agradecerles no sólo la tutela académica, sino también el trato personal que me han brindado, ya que en mi opinión, el factor humano es lo más importante en cualquier tipo de relación.

Al Doctor Michael Murray Kimberley, de la “North Carolina State University” de Estados Unidos, que me permitió compartir su amistad y sus conocimientos sobre las partículas ferruginizadas, acogiéndome tanto en su contexto laboral como familiar, quiero expresarle mi más sincera gratitud por los tres meses que pasé a su lado.

Agradezco al Departamento-U.E.I. de Paleontología el apoyo que me ha manifestado, ya que en todo momento a puesto a mi disposición los recursos materiales y humanos necesarios para la elaboración de este estudio, y que me ha permitido participar e integrarme en su funcionamiento.

Este trabajo no habría sido posible sin la financiación del proyecto BTE 2001-1924, por lo que quiero expresar mi gratitud a todos los integrantes y en especial al Investigador Principal, el Dr. Antonio Goy, por la confianza depositada. También quiero agradecer a las Dras. Concepción Herrero y Maria José Comas todos los consejos y ayudas que me han dado.

A Otto Kälin, que ha sido mi maestro en las técnicas de preparación de láminas delgadas y ultrafinas e identificación de nannoplacton, quiero agradecerle todo el tiempo que ha invertido en enseñarme. También quiero darle las gracias por todas las referencias bibliográficas y por las sugerencias variadas que me ha facilitado.

Agradezco a los operarios del CAI (Centros de Asistencia a la Investigación) del Centro de Microscopía Electrónica “Luis Bru” y del Servicio de Difracción de Rayos-x del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la U.C.M., la labor efectuada.

A Carlos Alonso Recio, fotógrafo del Departamento, le estoy muy agradecida por haber realizado el fotografiado del material paleontológico y por las enseñanzas que me ha transmitido sobre tratamientos digitales de la fotografías.

A María Andrés Robledano tengo que agradecerle la ayuda prestada en todo momento respecto la accesibilidad a las colecciones de fósiles y la entrega de materiales bibliográficos y de ordenación de muestras, así como el apoyo incondicional que me ha ofrecido estos años.



Quiero expresar también mi gratitud a las Dras. Graciela Sarmiento, Gemma Martínez, Carmen Arias y Marian Álvarez, así como al Dr. Eduardo Barrón, por todos los buenos consejos y las muestras de ánimo que me han brindado.

No puedo dejar de agradecer el entusiasmo contagioso que en todo momento me ha transmitido el Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco, así como la generosidad por permitirme acceder a parte de su material bibliográfico.

También tengo que expresar mi gratitud a muchos profesores y trabajadores de la facultad que me han aconsejado sobre los diversos problemas que han ido surgiendo, y que gracias a ellos han podido ser abordados.

Todo este esfuerzo ha sido mucho más agradable y llevadero en compañía de Begoña del Moral y Verónica García. No tienen precio los ratos compartidos (buenos y no tan buenos), las dudas, los consejos, la ayuda al enfocar los diversos problemas, las risas, las diferentes actividades en las que nos hemos visto involucradas..., por lo que quiero agradecerlos de todo corazón haber estado ahí.

Belén Muñoz, Jose Mediato y María Ochoa también han estado cerca en el transcurso de esta etapa, animando y dando buenos consejos, enseñando que es posible compaginar muchas cosas en la vida con un poco de organización.

Durante estos años he tenido la suerte de conocer a Paula Medina y a Pedro Cózar, a quienes tengo que agradecer la compañía, los consejos, las enseñanzas, así como los interesantes debates que han surgido.

A los compañeros del despacho más veteranos, que han compartido la mayor parte de este periplo: Fernando Barroso, Artur Sá, Angélica Torices, muchas gracias.

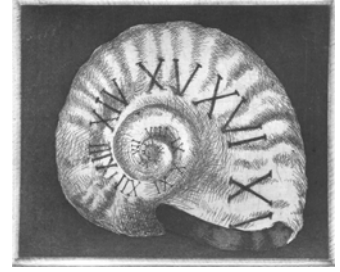
También tengo que darles las gracias a Carlos Peropadre, Laura Razola, David Domínguez y Beatriz Chacón por esas horas acompañadas de charlas variopintas.

Tengo que agradecer a mis amigos, a los de toda la vida y a los recientemente conocidos, todo el apoyo, las muestras de cariño o la comprensión que continuamente me han mostrado. Gracias por esos momentos de evasión, que me han enseñado que “hay más vida aparte de la Tesis”. Especialmente, a Rafael Sánchez, el autor del diseño del grabado de la portada, quiero darle las gracias por el esfuerzo.

A Ana Maroto, que fue mi primera profesora geóloga, le debo las primeras nociones prácticas de lo que es la Geología, el entusiasmo que logró inculcarme por esta profesión, las muestras de ánimo e interés que desde 1994 viene mostrándome.

Por último, a mi familia les debo todo lo que soy. Sin mis padres, mi Aya y mis hermanos este trabajo no habría sido posible. Gracias por todo lo que me habéis dado, por todo lo que me habéis aguantado, por todo el apoyo, cariño, comprensión, y sobre todo, por haber confiado en mí.

Muchas gracias.



“El caos es un orden por descifrar”
J. Saramago

Diseño del grabado de la portada y del presente encabezamiento Rafael Sánchez Rodrigo.

ÍNDICE	PP.
AGRADECIMIENTOS	I
ÍNDICE	IV
CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.1.1 PROBLEMÁTICA	3
1.2 OBJETIVOS PROPUESTOS	3
CAPÍTULO 2.- MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO	
2.1 MARCO GEOGRÁFICO	5
2.2 MARCO GEOLÓGICO	7
2.3 MARCO ESTRATIGRÁFICO-SECUENCIAL DEL JURÁSICO Y LITOESTRATIGRAFÍA	12
2.3.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	12
2.3.2 LITOESTRATIGRAFÍA	15
2.3.2.1 ZONA SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA	18
2.3.3 CONSIDERACIONES SOBRE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AALENIENSES EN ASTURIAS Y LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA	20
2.3.4 CONSIDERACIONES SOBRE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AALENIENSES EN LA CUENCA CATALANA	23
CAPÍTULO 3.- ANTECEDENTES	
3.1 EL AALENIENSE EN LA CORDILLERA IBÉRICA	25
3.2 CONTEXTO REGIONAL DEL AALENIENSE EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	29
3.3 EL AALENIENSE EN OTRAS CUENCAS EUROPEAS	33
CAPÍTULO 4.- METODOLOGÍA	
4.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	35
4.2 CAMPAÑAS DE PROSPECCIÓN	35
4.3 LEVANTAMIENTO DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	35
4.4 TÉCNICAS UTILIZADAS PARA EL TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS	36
4.4.1. ESTUDIOS DE MICROSCOPÍA	36
4.4.2 ESTUDIOS GEOQUÍMICOS	38
4.4.2.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X	39
4.4.2.2 FUSIÓN-ICP: ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TIERRAS RARAS	40
4.4.3 ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS	41
4.4.3.1 ESTABLECIMIENTO DE LA ESCALA BIOESTRATIGRÁFICA	41
4.4.3.2 ANÁLISIS PALEOECOLÓGICOS, BIOSSEDIMENTARIOS, ECOESTRATIGRÁFICOS Y TAFONÓMICOS	41
4.5 TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS	42

CAPÍTULO 5.- ESTRATIGRAFÍA

5.1 INTRODUCCIÓN	43
5.2 SECTOR SUROCCIDENTAL	46
5.2.1 TEJADA	46
5.2.2 RABANERA DEL PINAR	51
5.2.3 HONTORIA DEL PINAR	58
5.2.4 TALVEILA	64
5.2.5 LAS FRAGUAS	70
5.2.6 PAULES DE LARA	73
5.2.7 QUINTANILLA DE LAS VIÑAS	75
5.2.8 PIEDRAHITA DE MUÑO	80
5.2.9 CASTROVIDO	84
5.2.10 MONCALVILLO	89
5.2.11 PALACIOS DE LA SIERRA	94
5.2.12 VILVIESTRE DEL PINAR	97
5.3 SECTOR SURORIENTAL	101
5.3.1 ALDEALPOZO	101
5.3.2 POZALMURO	105
5.3.3 PINILLA DEL CAMPO	109
5.3.4 CIRIA	113
5.3.5 BOROBIA I	119
5.3.6 BOROBIA II	125
5.3.7 MALANQUILLA	132
5.4 SECTOR NOROCCIDENTAL	137
5.4.1 EZCARAY	137
5.4.2 CANALES DE LA SIERRA	140
5.4.3 HUERTA DE ARRIBA	144
5.4.4 VILLAVELAYO	148
5.4.5 SANTA INÉS	153
5.4.6 PEÑA HINCADA	158
5.5 SECTOR NORORIENTAL	163
5.5.1 JUBERA	163
5.5.2 PRÉJANO	170
5.5.3 MURO DE AGUAS	177
5.5.4 FUENTES DE ÁGREDA	186

CAPÍTULO 6.- SÍNTESIS BIOESTRATIGRÁFICA

6.1 BIOESTRATIGRAFÍA DE AMMONOIDEOS	188
6.1.1 ZONA AALENSIS	188
6.1.2 ZONA OPALINUM	189
6.1.3 ZONA MURCHISONAE	189
6.1.4 ZONA BRADFORDENSIS	190

6.1.5 ZONA CONCAVUM	190
6.1.6 ZONA DISCITES	191
6.1.7 ZONA LAEVIUSCULA	191
LÁMINAS AMMONOIDEOS	192
CUADRO SINTÉTICO DE ZONACIÓN	203
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	204
 7.- ANÁLISIS DE FACIES Y MICROFACIES	 205
7.1 INTRODUCCIÓN	205
7.2 ANÁLISIS DE FACIES	205
7.2.1 FACIES I: ALTERNANCIA DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS <i>WACKESTONE</i> Y MARGAS	205
7.2.2 FACIES II: ALTERNANCIAS DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS <i>MUDSTONE</i> Y MARGAS	205
7.2.3 FACIES III: CALIZAS <i>WACKESTONE-PACKSTONE</i> BIOCLÁSTICO	206
7.2.3.1 FACIES III ₁	206
7.2.3.2 FACIES III ₂	206
7.2.4 FACIES IV: CALIZAS NODULOSAS CON TEXTURA <i>MUDSTONE</i>	206
7.2.5 FACIES V: ALTERNANCIAS DE MARGAS Y CALIZAS CON TEXTURA <i>MUDSTONE</i>	206
7.2.6 FACIES VI: CALIZAS CON TEXTURA <i>PACKSTONE</i> CON BIOCLASTOS FERRUGINIZADOS	207
7.2.7 FACIES VII: CALIZAS <i>WACKESTONE-PACKSTONE</i> CON PARTÍCULAS CUBIERTAS FERRUGINIZADAS	207
7.2.8 FACIES VIII: ALTERNANCIAS DE CALIZAS <i>MUDSTONE</i> BIOCLÁSTICAS Y MARGAS	208
7.2.8.1 FACIES VIII ₁	208
7.2.8.2 FACIES VIII ₂	208
7.2.9 FACIES IX: ALTERNANCIAS DE MARGAS Y CALIZAS <i>MUDSTONE-WACKESTONE</i> BIOCLÁSTICAS	208
7.3 ANÁLISIS DE MICROFACIES	209
7.3.1 FACIES 1: <i>MUDSTONE</i> POCO BIOTURBADO	209
7.3.1.1 MICROFACIES A1	210
7.3.1.2 MICROFACIES A2	211
7.3.1.3 MICROFACIES A3	212
7.3.1.4 MICROFACIES A4	213
7.3.2 FACIES 2: <i>WACKESTONE</i> POCO BIOTURBADO	215
7.3.2.1 MICROFACIES B1	215
7.3.2.2 MICROFACIES B2	216
7.3.3 FACIES 3: <i>WACKESTONE</i> BIOCLÁSTICO	217
7.3.3.1 MICROFACIES C	218
7.3.3.2 MICROFACIES D	219

7.3.4 FACIES 4: <i>PACKSTONE</i> BIOCLÁSTICO	220
7.3.4.1 MICROFACIES E1	220
7.3.4.2 MICROFACIES E2	222
7.3.4.3 MICROFACIES F1	223
7.3.4.4 MICROFACIES F2	225
7.3.4.5 MICROFACIES G	226
LÁMINAS MICROFACIES	228
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	240
APÉNDICE I	242
APÉNDICE II	252
 8.- PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS	
8.1 ANTECEDENTES SOBRE PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS	262
8.1.1 INTRODUCCIÓN	
8.1.2 MINERALOGÍA	263
8.1.2.1 COMPOSICIÓN PRIMARIA	263
8.1.2.1.1 FILOSILICATOS	263
8.1.2.1.2 ÓXIDOS Y FOSFATOS	265
8.1.2.2 CAMBIOS DIAGENÉTICOS	265
8.1.2.2.1 DIAGÉNESIS TEMPRANA: INTERFASE AGUA- SEDIMENTO	266
8.1.2.2.2 DIAGÉNESIS PROFUNDA Y METAMORFISMO DE BAJO GRADO	267
8.1.3 MODELOS DE FORMACIÓN DE PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS	268
8.1.3.1 MODELOS DE GÉNESIS DE LA MINERALOGÍA DE HIERRO	269
8.1.3.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE OOLITOS FERRUGINOSOS	271
8.1.4 NOMENCLATURA DE ROCAS Y PARTÍCULAS FERRUGINOSAS	274
8.1.5 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN	275
8.1.5.1 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN ACTUALES	275
8.1.5.2 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN ANTIGUOS	277
8.1.6 SECUENCIALIDAD Y DISCONTINUIDADES	279
8.1.7 REGISTRO GEOLÓGICO	281
8.1.8 DEPÓSITOS DE ROCAS FERRUGINOSAS OOLÍTICAS EN ESPAÑA	284
8.1.8.1 PALEOZOICO	284
8.1.8.2 MESOZOICO	285
8.1.8.3 CENOZOICO	286
8.2 DESCRIPCIÓN DE LAS PARTÍCULAS CON CUBIERTAS FERRUGINIZADAS	287
8.2.1 ETAPA 1	288
8.2.2 ETAPA 2	288
8.2.3 ETAPA 3	289
8.2.4 ETAPA 4	291
8.2.5 ETAPA 5	291

8.3 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS PARTÍCULAS CON CUBIERTAS	
FERRUGINIZADAS	295
8.3.1 ESTUDIOS DE MICROSCOPIA ÓPTICA DE TRANSMISIÓN	295
8.3.2 ESTUDIOS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO	302
8.3.2.1 ESTUDIOS SEMICUANTITATIVOS (EDS)	302
8.3.2.2 ESTUDIOS MORFOMÉTRICOS MEDIANTE <i>SEM</i>	309
8.3.3 ESTUDIOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X	314
8.3.4 ESTUDIOS GEOQUÍMICOS: ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TRAZA	319
8.3.5 ESTUDIOS GEOQUÍMICOS DE LOS ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS (<i>RARE EARTH ELEMENTS REE</i>)	322
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	338
 CAPÍTULO 9.- SECUENCIALIDAD, CORRELACIONES Y MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	
9.1 DESARROLLO SECUENCIAL Y CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	341
9.1.1 INTRODUCCIÓN	341
9.1.2 ZONA DE ESTUDIO	
9.1.2.1 SECTOR SUROCCIDENTAL (BANDA MERIDIONAL)	341
9.1.2.2 SECTOR SUROCCIDENTAL (BANDAS NOROCCIDENTALES)	346
9.1.2.3 SECTOR SURORIENTAL (BANDA OCCIDENTAL)	349
9.1.2.4 SECTOR SURORIENTAL (BANDA ORIENTAL)	352
9.1.2.5 SECTOR NOROCCIDENTAL	355
9.1.2.6 SECTOR NORORIENTAL	358
9.1.3 CARACTERIZACIÓN DE LAS SECUENCIAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	361
9.2 MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	364
9.2.1 INTRODUCCIÓN	364
9.2.2 MAPAS DE ISOPACAS EN LA ZONA DE ESTUDIO	364
9.2.2.1 ZONA OPALINUM	364
9.2.2.2 ZONAS MURCHISONAE-BRADFORDENSIS	366
9.2.2.3 ZONA CONCAVUM	367
9.2.2.4 ZONA DISCITES	368
RESUMEN DE LOS RESULTADOS DEL CAPÍTULO	369
 CAPÍTULO 10.- PALEOECOLOGÍA	
10.1 INTRODUCCIÓN	370
10.2 LOS FÓSILES COMO INDICADORES PALEOAMBIENTALES Y SU UTILIDAD EN LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	370
10.3 CONSIDERACIONES PALEOICNOLÓGICAS	372
10.4 EVIDENCIAS PALEOECOLÓGICAS Y PALEOICNOLÓGICAS EN LA ZONA DE ESTUDIO EN RELACIÓN CON LA SECUENCIALIDAD	375
10.4.1 SECUENCIA AALENSIS <i>P.P.</i> - OPALINUM <i>P.P.</i> (SECUENCIA 1)	380
10.4.2 SECUENCIA COMPTUM <i>P.P.</i> (SECUENCIA 2)	384
10.4.3 SECUENCIA MURCHISONAE- BRADFORDENSIS (SECUENCIA 3)	388

10.4.5 SECUENCIA CONCAVUM (SECUENCIA 4)	392
10.4.6 SECUENCIA DISCITES (SECUENCIA 5)	396
10.5 TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR- JURÁSICO MEDIO EN LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL: ECOESTRATIGRAFÍA	400
10.5.1 SECTORES SUROCCIDENTAL, SURORIENTAL Y NOROCCIDENTAL	401
10.5.2 SECTOR NORORIENTAL	404
10.6 RELACIONES ENTRE ICNOFACIES Y DISCONTINUIDADES EN EL MARCO DE LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	405
10.6.1 ICNOFACIES EN LA ZONA DE ESTUDIO	406
10.7 EVENTOS ECOESTRATIGRÁFICOS	407
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	408
 CAPÍTULO 11.- TAFONOMÍA	
11.1 INTRODUCCIÓN	410
11.2 EVIDENCIAS TAFONÓMICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	410
11.2.1 ESTADOS DE CONSERVACIÓN DE LOS AMMONOIDEOS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y CARACTERÍSTICAS TAFONÓMICAS	411
11.2.1.1 SECTOR SUROCCIDENTAL (BANDA MERIDIONAL)	411
11.2.1.2 SECTOR SUROCCIDENTAL (BANDAS NOROCCIDENTALES)	412
11.2.1.3 SECTOR SURORIENTAL (OESTE)	415
11.2.1.4 SECTOR SURORIENTAL (ESTE)	415
11.2.1.5 SECTOR NOROCCIDENTAL	417
11.2.1.6 SECTOR NORORIENTAL	423
11.2.2 SECUENCIAS TAFONÓMICAS TIPO EN EL ÁREA DE ESTUDIO	425
11.2.2.1 SECUENCIA AALENSIS <i>P.P.</i> - OPALINUM <i>P.P.</i>	427
11.2.2.2 SECUENCIA COMPTUM <i>P.P.</i>	429
11.2.2.3 SECUENCIA MURCHISONAE- BRADFORDENSIS	431
11.2.2.4 SECUENCIA CONCAVUM	433
11.2.2.5 SECUENCIA DISCITES	435
11.2.3 INTERPRETACIÓN DE LOS CICLOS TAFONÓMICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	437
11.2.4 INTERPRETACIÓN DE LAS SECUENCIAS Y SISTEMAS DEPOSICIONALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	441
11.2.5 CONSIDERACIONES GENERALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	442
11.3 TAFOFACIES	
11.4 TAFONOMÍA APLICADA: REEMPLAZAMIENTOS MINERALES POCO FRECUENTES EN BIOCLASTOS QUE ACTÚAN COMO NÚCLEOS DE PARTÍCULAS FERRUGINOSAS (BERTIERINA-CHAMOSITA)	449
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	451

CAPÍTULO 12.- CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTARIO	
12.1 INTRODUCCIÓN	454
12.2 CONDENSACIÓN EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	454
12.3 CONSIDERACIONES EN CUENTO A LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD EN NIVELES CON PARTÍCULAS CON CUBIERTAS FERRUGINIZADAS (SERIES CONDENSADAS)	458
12.4 VOLCANISMO EN LA CUENCA IBÉRICA	460
12.5 MARCO TECTÓNICO EN EL ÁREA DE ESTUDIO	463
12.6 ASOCIACIONES DE AMMONOIDEOS EN EL SUB-DOMINIO DEL OESTE DEL TETHYS	467
12.7 MARCO PALEOGEOGRÁFICO GLOBAL	468
RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO	472
CAPÍTULO 13.- DISCUSIÓN GENERAL	
13.1 INTRODUCCIÓN	474
13.2 CONSIDERACIONES SOBRE EL MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO Y LITOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	474
13.3 CONSIDERACIONES EN CUANTO A LAS MICROFACIES	478
13.4 CONSIDERACIONES EN CUANTO A SECUENCIALIDAD, CORRELACIONES Y MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	479
13.5 CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS	485
13.5.1 SECTORES SUROCCIDENTAL, SURORIENTAL Y NOROCCIDENTAL	485
13.5.2 SECTOR NORORIENTAL	487
13.6 CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS	488
13.7 CONSIDERACIONES SOBRE LAS PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS	489
13.8 CALIBRACIÓN DE LOS DATOS Y POTENCIAL DE RESOLUCIÓN DEL MÉTODO	490
13.9 PROPUESTA DE UN MODELO TECTONO-SEDIMENTARIO	493
13.10 CONSIDERACIONES FINALES	499
CAPÍTULO 14.- CONCLUSIONES	500
BIBLIOGRAFÍA	504

1.1 INTRODUCCIÓN

En los últimos tiempos, han cobrado un gran auge en el campo de la geología los análisis interdisciplinarios del registro geológico bajo perspectivas de tipo sistemista y globalista. El desarrollo en estos últimos años de la biosedimentología, que analiza las interacciones entre la paleoecología y el medio sedimentario, la ecoestratigrafía y la tafonomía, se inscribe en estos principios. Esto significa que constituyen disciplinas cuyos principios y métodos de análisis del registro fósil ofrecen una gran potencialidad a fin de detectar cambios ambientales independientemente de los métodos tradicionalmente utilizados, y por lo tanto constituyen una valiosa herramienta para la calibración e integración de los datos dentro de un modelo que permita un mayor margen de confianza y resolución.

Los objetivos de estudio que se desarrollan en el marco de esta Tesis Doctoral, llevados a cabo para establecer la evolución Biosedimentaria y Paleoambiental de las plataformas carbonatadas del Jurásico Medio inferior en el Sector Noroccidental de la Cuenca Ibérica, se enmarcan en estos principios. Así, estos objetivos incluyen la definición y descripción de facies y microfacies con significado ambiental, las primeras a partir de la observación sobre afloramientos y las segundas mediante el análisis estadístico de sus componentes biogénicos (mediante técnicas de microscopía); la determinación y visualización de los ambientes de depósito con respecto a la geometría y la biosedimentología de la plataforma; y el establecimiento de la relación entre las facies, las microfacies y la evolución ambiental de la plataforma, con las fluctuaciones del nivel del mar, los controles geotectónicos y, en general, las condiciones alocíclicas. Se aborda el estudio de los aspectos ecoestratigráficos y tafonómicos del registro fósil para identificar y caracterizar las respuestas bióticas que tienen lugar ante los cambios ambientales, especialmente las originadas por las oscilaciones eustáticas del nivel del mar. Simultáneamente, se realiza un estudio geoquímico de los materiales enmarcando el contenido fósil en un modelo paleoecológico que refleja las características físico-químicas del medio de deposición, así como los factores de alteración diagenéticos. Dentro del marco de la estratigrafía secuencial, tanto la ecoestratigrafía como la tafonomía proporcionan indicadores sensibles de los parámetros ambientales como profundidad, consistencia del substrato, tasas de sedimentación, y turbidez y grado de oxigenación de los fondos que permiten el reconocimiento e interpretación de secuencias y parasecuencias, gracias a la identificación de superficies de interrupción y dinámica sedimentaria dentro de las secuencias. Al mismo tiempo, el modelo de la estratigrafía secuencial asociado a la biosedimentología, proporciona un marco dentro del cual se pueden analizar las respuestas bióticas y sus posibles causas. Otro de los objetivos propuestos en este trabajo, y estrechamente ligado a los anteriores, es el reconocimiento y estudio de los eventos ecoestratigráficos con objeto de calibrar, por un lado, su capacidad de establecer correlaciones temporales y por otro, su grado de resolución, al margen de los tradicionales métodos bioestratigráficos.

El intervalo estratigráfico donde se aborda este estudio corresponde al inicio del Jurásico Medio, concretamente en el Aalenense. En este periodo de tiempo, la sedimentación se caracteriza, en la mayor parte del ámbito europeo, por la instauración de una etapa de notable inestabilidad tectónica, dentro de una fase marcadamente regresiva. El área de estudio elegida, se sitúa en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica, donde se dispone ya de un marco bioestratigráfico bien definido, con el que se pueden calibrar los resultados obtenidos.

En este sector, el Aalenense está representado por materiales carbonatados correspondientes a depósitos marinos epicontinentales, por lo general cíclicamente organizados en alternancias rítmicas calcáreo-margosas. En contraste con la sedimentación relativamente homogénea del Jurásico Inferior, durante el Aalenense se constatan en sentido espacial, notables diferencias de facies y espesor, y es frecuente la aparición de discontinuidades sedimentarias de rango bioestratigráfico variable. En sentido vertical hay constatadas bruscas variaciones de facies separadas por discontinuidades sedimentarias de rango estratigráfico variable que delimitan secuencias reconocibles en gran parte de la Cordillera Ibérica. Estas secuencias, cuya amplitud temporal ha podido ser establecida mediante datos bioestratigráficos basados en ammonioideos, se han considerado como un reflejo de pequeñas variaciones eustáticas dentro de un régimen caracterizado por un notable descenso del nivel del mar.

La sedimentación aalenense se caracteriza por presentar unos espesores de sedimentos muy reducidos en comparación con lo que se podría calificar de “normales” en el resto del Jurásico o incluso en el registro geológico. En este contexto, la definición de secuencias estratigráficas características, tanto en las distintas zonas de estudio, como en el propio desarrollo temporal de las columnas, permite abordar el problema sedimentológico. Este punto es objeto de estudio en el presente trabajo. Otra característica relevante de estos depósitos es la presencia de partículas con cubiertas ferruginizadas en niveles concretos, que presentan una continuidad lateral bien desarrollada. La existencia de estas partículas está citada en otros afloramientos de edad similar en gran parte de Europa. Se ha procedido a establecer una posible relación entre estos aloquímicos y el medio de sedimentación existente.

Por existir evidencias de actividad volcánica durante este periodo en otras partes de la Cordillera Ibérica, que ponen de manifiesto una ruptura de la plataforma que se desarrolló durante el Jurásico Inferior, se ha tratado de establecer una posible relación de estos eventos magmáticos con la sedimentación en zonas más externas, como las estudiadas en este trabajo.

En un marco de este tipo, parece idóneo abordar un estudio de las características biosedimentológicas, ecoestratigráficas y tafonómicas del registro fósil, a fin de poner a prueba su potencialidad de respuesta ante los cambios externos, reconocer y caracterizar la secuencialidad de estos cambios bióticos, contrastarlos con los cambios sedimentarios y geoquímicos y evaluar su capacidad como métodos de correlación de alta resolución.

La metodología que se aplica en esta Tesis Doctoral podría ser una buena base de trabajo para futuros estudios de esta índole que se puedan llevar a cabo en otras áreas de estudio. El análisis y determinación de la secuencialidad es un tema de investigación actualmente en alza, que puede ayudar a comprender numerosos fenómenos presentes. La búsqueda de nuevos parámetros que determinen esta secuencialidad o ayuden a completar otras metodologías de trabajo pueden ser muy útiles en estudios llevados a cabo en distintas áreas geográficas, ya que el planteamiento globalista que este proyecto defiende es aplicable con diversos tipos de enfoques.

El conocimiento del funcionamiento de la ciclicidad del registro geológico es un factor muy importante a la hora de evaluar cambios en el funcionamiento del complejo sistema terrestre. Cuantos más parámetros nos ayuden a definir estos patrones de ciclicidad, mayor poder de

resolución obtendremos para entender el funcionamiento de las variaciones climáticas pasadas y así poder llegar a entender el sistema actual.

1.1.1 PROBLEMÁTICA

La caracterización sedimentológica de los depósitos aalenenses en la parte Noroccidental de la Cordillera Ibérica entraña ciertas dificultades. La presencia de depósitos con escaso espesor, cuyo contenido fósil refleja la existencia de un intervalo temporal relevante, dificulta el análisis sedimentológico, particularmente la aplicación de la Ley de Walter, es decir la reconstrucción de los ambientes sedimentarios y su evolución mediante las asociaciones de facies. Este amplio intervalo temporal a su vez suele estar representado por periodos de no deposición o incluso erosión de materiales previamente depositados. La homogeneidad textural de las facies que se reconocen no permite en muchos casos definir tendencias sedimentarias claras. Todo ello en conjunto dificulta una aplicación rigurosa de las bases de la estratigrafía secuencial, por lo que habrá que abordar el problema teniendo en cuenta muchas puntualizaciones.

1.2 OBJETIVOS PROPUESTOS

- 1.- Caracterizar los materiales aalenenses para el establecimiento de facies y microfacies, realizando una propuesta de marco litoestratigráfico para la zona de estudio.
- 2.- Realizar el análisis secuencial de los depósitos aalenenses con objeto de identificar y caracterizar ciclos menores (menores de tercer orden), ordenarlos según su rango, establecer su correlación temporal mediante los datos bioestratigráficos y analizar las posibles causas de su origen.
- 3.- Llevar a cabo los análisis de la composición y distribución taxonómica que presentan las distintas asociaciones fósiles procedentes de las diferentes áreas del sector estudiado. La distribución taxonómica permitirá definir el marco bioestratigráfico, y mediante la realización de los análisis de microfacies se pretende poner de manifiesto diferenciaciones faunísticas en relación con los diferentes dominios paleogeográficos representados para analizar las posibles causas ecológicas o paleobiogeográficas que influyen en su distribución.
- 4.- Identificación de los cambios de tamaño y estructura de las poblaciones en las diferentes secciones investigadas con el fin de definir secuencias ecoestratigráficas y ecozonas. Cuando estos cambios se producen de forma brusca, suelen responder a cambios bruscos en los parámetros ambientales. La identificación de este tipo de secuencias, permite detectar la presencia de eventos ecoestratigráficos, permitiendo su caracterización (productividad, colonización, inmigración/emigración o mortalidad en masa), lo cual permite disponer de un método de correlación de mayor resolución que los tradicionales métodos bioestratigráficos. De forma simultánea, se procederá a la identificación y caracterización de las icnofacies.
- 5.- Caracterización tafonómica de las asociaciones procedentes de los diferentes subdominios establecidos dentro del Sector Noroccidental de la Cuenca Ibérica, a partir de la identificación y estudio de los diferentes mecanismos de alteración tafonómica. El diferente grado de alteración de las diferentes asociaciones permitiría reconocer diferentes ambientes sedimentarios en plataformas epicontinentales carbonáticas. El estudio de los diferentes estados de conservación, proporciona

datos sobre diferentes parámetros ambientales como grado de restricción y comunicación, grado de turbulencia, tasa y velocidad de sedimentación. Las variaciones verticales del estado de conservación ponen de manifiesto la presencia de secuencias tafonómicas interpretadas como respuestas relativas a cambios del nivel del mar y cuya posición y amplitud se pueden calibrar con las secuencias estratigráficas definidas. Todos estos datos permitirán abordar el establecimiento de tafofacies.

6.- Caracterización y determinación composicional mediante análisis petrográficos y geoquímicos de las partículas con cubiertas ferruginizadas, que aparecen en determinados niveles estudiados. Las condiciones sedimentológicas poco habituales en las que se desarrollaron muchas rocas ferruginosas oolíticas, han dificultado su interpretación. Los avances en el conocimiento de la estratigrafía de eventos, las secuencias cíclicas, la sedimentación episódica y la investigación de los procesos diagenéticos tempranos, han suministrado un nuevo marco para la investigación de las condiciones de deposición de las rocas ferruginosas. Se estudiará la evolución de estas partículas, para correlacionarlas con el resto de datos provenientes de otros análisis.

7.- Elaboración de un modelo tectono-sedimentario que integre los datos obtenidos por medio de las diferentes disciplinas para el periodo estudiado.

2.1 MARCO GEOGRÁFICO

El área seleccionada para la realización de este estudio se encuentra en el tercio septentrional de la Península Ibérica. Concretamente, los afloramientos estudiados se sitúan en el extremo NO de la Rama Aragonesa de la Cuenca Ibérica, que comprende las sierras de la Demanda y Cameros. Desde el punto de vista administrativo estos afloramientos se sitúan en las provincias de Burgos, La Rioja, Soria y en el límite noroccidental de la provincia de Zaragoza con Soria (Figura 2.1).

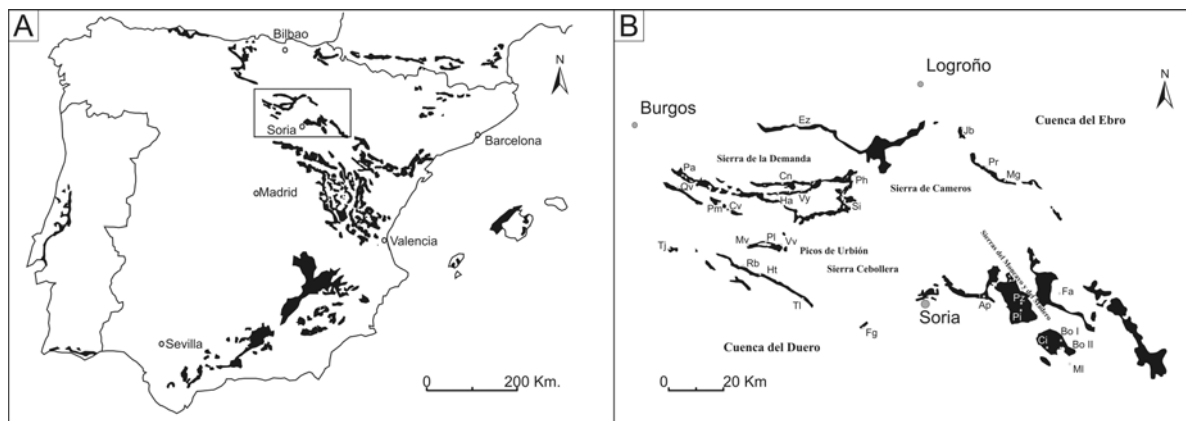


Figura 2.1. A. Situación de los afloramientos Jurásicos en la Península Ibérica. El rectángulo enmarca el área de estudio. B. Ubicación geográfica de las secciones estudiadas.

La parte septentrional de la zona estudiada, ubicada en las provincias de La Rioja y Soria, corresponde con la Sierra de Cameros, abarcando las serranías donde se asientan los valles de los ríos Iregua, Leza, Cidacos y Jubera, entre otros, que desembocan en la cuenca del Ebro. La parte noroccidental está ubicada en las provincias de Burgos y Soria, en el área denominada como Sierra de la Demanda, cuyos ríos principales son el Arlanza (en la vertiente norte) y el Arlanzón (en la vertiente sur). La parte más meridional se ubica en la zona suroriental de la provincia de Soria, en el límite de las provincias de Zaragoza y Soria, concretamente en los alrededores de las Sierras del Madero y del Moncayo.

En determinados puntos de la zona de estudio se superan los dos mil metros de altitud, si bien, la altitud media se sitúa por encima de los 1000 m. Los relieves más importantes se localizan en la Sierra de Cameros (Canto Hincado 1761 m), en la provincia de La Rioja, la Sierra de la Demanda (Pico de San Lorenzo 2270 m), en las provincia de La Rioja y Burgos, los Picos de Urbión (Urbión 2228 m) en las provincias de La Rioja, Burgos y Soria, la Sierra Cebollera (Cebollera 2145 m) entre las provincias de La Rioja y Soria y las Sierras del Madero y del Moncayo (Moncayo 2316 m) en las provincias de Soria y Zaragoza.

Esta serie de accidentes geográficos se encuentran orientados aproximadamente con dirección NO-SE, y delimitan dos grandes cuencas hidrográficas: la cuenca del Ebro al NE y las del Duero y Almazán al SO.

La vegetación es de carácter mediterráneo, predominado en las zonas bajas el sotobosque y el bosque de encinas, o los campos de cultivo (cereales en la provincia de Soria, frutales y viñedos en la depresión del Ebro, provincia de La Rioja). En altitudes mayores abundan los sabinars,

hayedos, robledales y pinares, llegando a aparecer en las cotas mayores piornales (formaciones arbustivas y matorrales muy adaptadas a las especiales condiciones extremas del clima en estas altitudes, como son el viento, el frío, la fuerte insolación o la escasez de agua en el suelo).

La región presenta una baja densidad de población. Los núcleos urbanos con mayor número de habitantes son las capitales de provincia, si bien existen numerosas poblaciones con menos de 5000 habitantes.

La serie Jurásica donde se encuentran ubicadas los afloramientos estudiados, presenta por lo general un relieve acentuado que favorece la presencia de buenos afloramientos. Morfológicamente es una zona bastante accidentada, con una accesibilidad viaria relativamente buena. Las ciudades de Logroño y Soria se conectan mediante la carretera N-111, existiendo carreteras de menor entidad, autonómicas y comarcales que también atraviesan las sierras de Cameros y Urbión. La conexión entre Soria y Burgos se realiza mediante la carretera N-234, entre Soria y Zaragoza mediante la N-122, entre Zaragoza y Logroño mediante la N-232 y Logroño con Burgos mediante la N-120.

Las secciones estudiadas llevan por toponimia el nombre de la localidad más cercana al afloramiento y su posición geográfica en las hojas a escala 1:50.000 utilizadas se indica en la Figura 2.2.

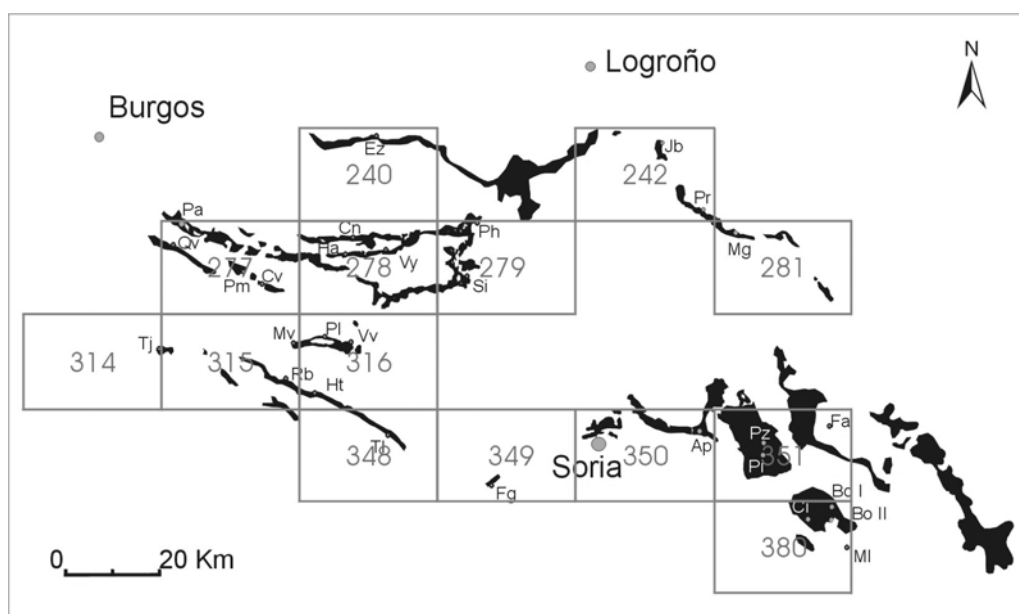


Figura 2.2. Relación de las hojas a escala 1: 50.000 utilizadas: Hoja 240 (Ezcaray), Hoja 242 (Munilla), Hoja 277 (Salas de los Infantes), Hoja 278 (Canales de la Sierra), Hoja 279 (Lumbreras), Hoja 281 (Cervera del Río Alhama), Hoja 314(Cilleruelo de Abajo), Hoja 315 (Santo Domingo de Silos), Hoja 316 (Quintanar de la Sierra), Hoja 348 (San Leonardo de Yagüe), Hoja 349 (Cabreras del Pinar), Hoja 350 (Soria), Hoja 351 (Ólvega) y Hoja 380 (Borobia). Las siglas corresponden con las siguientes secciones: Ezcaray (Ez), Jubera (Jb), Paules de Lara (Pa), Quintanilla de las Viñas (Qv), Piedrahita de Muñó (Pm), Castrovido (Cv), Moncalvillo (Mv), Palacios de la Sierra (Pl), Vilviestre del Pinar (Vv), Canales de la Sierra (Cn), Huerta de Arriba (Ha), Villavelayo (Vy), Santa Inés (Si), Peñahincada (Ph), Préjano (Pr), Muro de Aguas (Mg), Tejada (Tj), Rabanera del Pinar (Rb), Hontoria del Pinar (Ht), Talveila (Tl), Las Fraguas (Fg), Aldealpozo (Ap), Pozalmuro (Pz), Pinilla del Campo (Pi), Fuentes de Ágreda (Fa), Ciria (Ci), Borobia I (Bo I), Borobia II (Bo II) y Malanquilla (MI).

2.2 MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera Ibérica es un cinturón de pliegues y cabalgamientos que muestra doble vergencia hacia las cuencas terciarias que la rodean (Figura 2.3). Es el resultado de la inversión producida en el Cenozoico de las cuencas extensionales desarrolladas durante el Mesozoico en la placa Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerá, 1984; Guimerá y Álvaro, 1990; Salas *et al.*, 2001). Su estructura está definida por dos importantes anticlinorios o arcos de orientación NO-SE, que afectan también al basamento. La longitud de onda de estas estructuras oscila entre los 71 y los 119 km (Guimerá *et al.*, 2004). El arco nororiental incluye la Unidad de Cameros, la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la Zona de Enlace y la parte septentrional de la Cuenca de Almazán. El arco suroccidental incluye la mayor parte de la Rama Castellano-Valenciana de la Cordillera Ibérica y la parte meridional de la Cuenca de Almazán. Los núcleos de ambos arcos se localizan en zonas de corteza engrosada, como se ha deducido a partir de los datos de anomalías gravimétricas (Salas *et al.*, 2001). Los arcos están separados netamente entre si por la cuenca terciaria de Almazán, aunque en el área de Teruel, en la parte más oriental, se unen en un sector donde se observa un mínimo gravimétrico y un engrosamiento cortical (Mezcua *et al.*, 1996). Estos datos indican que al menos en la Cordillera Ibérica, ambos arcos corresponden con estructuras a escala cortical (Guimerá *et al.*, 1996, 2004; Salas *et al.*, 2001; Mas *et al.*, 2002, 2003), puntualizando que en la zona suroeste del arco suroccidental existe una zona donde la contracción únicamente afecta a la cobertera mesozoica y terciaria. Esta área incluye la parte más meridional de la Rama Castellano-Valenciana, la cuenca terciaria de Loranca y la unidad de Altomira.

Los pliegues y cabalgamientos en la Cordillera Ibérica tienen una dirección NO-SE, presentando doble vergencia: la mayor parte de las estructuras del arco nororiental vergen hacia el NE mientras que la mayoría de las del arco suroccidental vergen hacia el SO. Se interpreta que muchas de las estructuras de la Cordillera Ibérica están asociadas a fallas principales de carácter extensional, que limitaban las cuencas de *rift* mesozoicas, y que fueron posteriormente reactivadas bajo régimen comprensivo durante el Paleógeno y el Mioceno inferior. La cinemática de la reactivación de estas fallas dependió fundamentalmente de la orientación que presentaban con respecto a la dirección general de compresión N-S, perpendicular a los Pirineos (Guimerá, 1984; Guimerá y Álvaro, 1990; Salas *et al.*, 2001).

Se han reconocido dos tipos de estilos estructurales basándose en la composición de la sucesión rocosa deformada. En las zonas donde los niveles lutíticos y evaporíticos del *Muschelkalk* medio y del *Keuper* constituyen un nivel de despegue, el basamento hercínico y su cobertera permotriásica inferior, se encuentran separados del resto de la cobertera (registro Jurásico y posterior). Sin embargo, en las zonas donde estos niveles lutítico-evaporíticos son poco potentes o están ausentes, la deformación no sufre esta compartimentación.

Las cuencas mesozoicas de la Cordillera Ibérica contienen potentes secuencias de materiales continentales del Pérmico Superior y del Mesozoico, así como depósitos marinos someros terrígenos, carbonatados y en menor proporción evaporíticos. Los sedimentos se depositan sobre la discordancia regional tardi-hercínica, que trunca tanto los metasedimentos de grado bajo paleozoicos plegados y fallados, como las rocas metamórficas e intrusivas del basamento Hercínico. Las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cordillera Ibérica muestran grandes cambios laterales de potencia, desde menos de 1000 m hasta más de 6000 m, así como cambios laterales de facies en

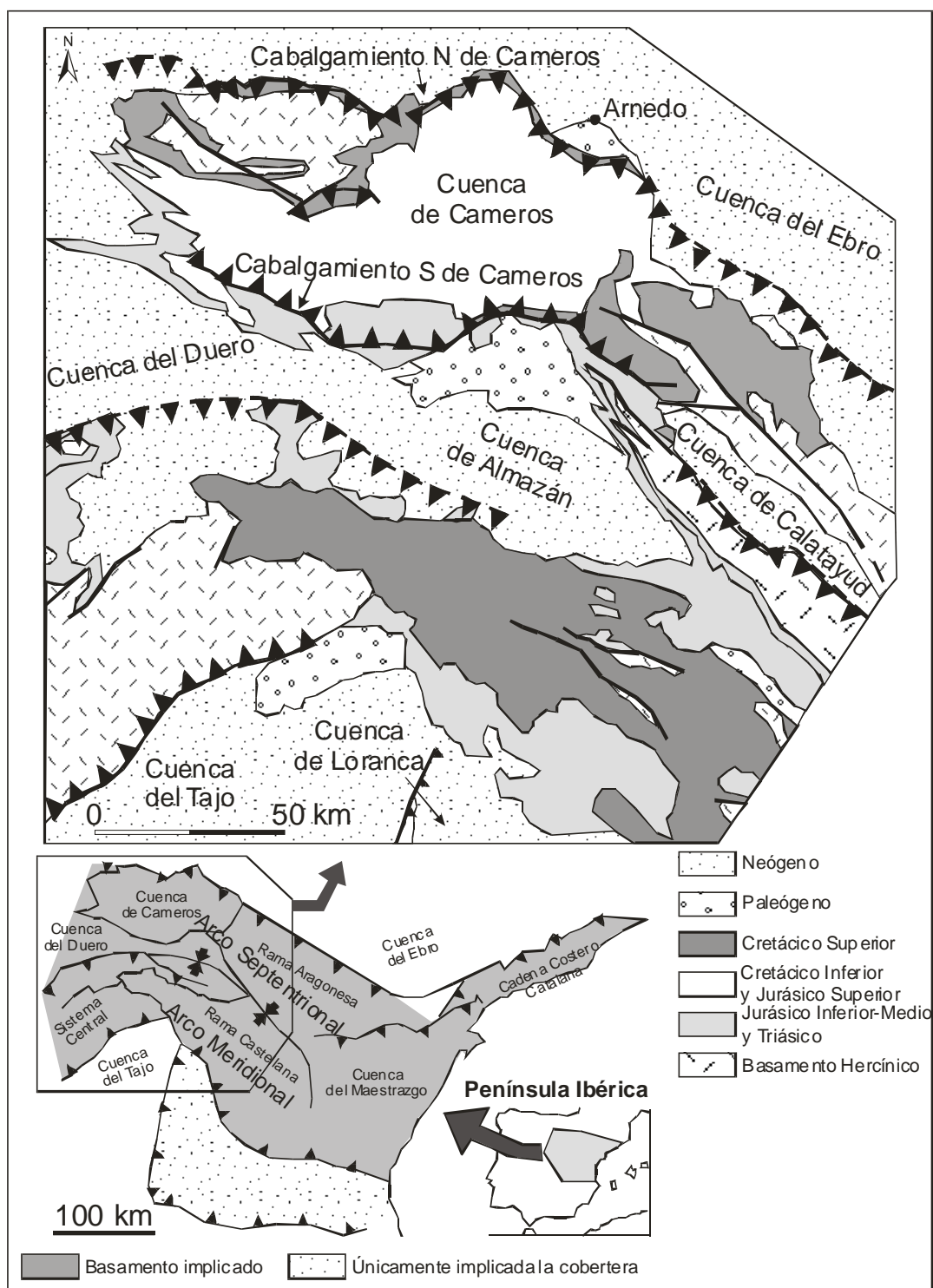


Figura 2.3. Mapa estructural simplificado de la Cordillera Ibérica y mapa geológico de la Cordillera Ibérica Noroccidental. Modificado de (Guimerá *et al.*; 2004).

pocos kilómetros, lo cual es indicativo de una deposición en cuencas con un contexto tectónico activo (Guimerá *et al.*, 2004).

Los materiales que constituyen el basamento paleozoico comprenden potentes depósitos de carácter detrítico y esquistoso, que representan en la zona más noroccidental el Precámbrico,

Cámbrico, Ordóvicico y Carbonífero, mientras que en la zona suroriental únicamente aparecen materiales de edad cámbrica.

La cobertera mesozoica se constituye por materiales continentales y marinos someros, tanto carbonatados como siliciclásticos, con edades que oscilan desde el Pérmico Superior y Triásico hasta el Cretácico, que yacen sobre una discontinuidad erosiva a nivel regional que trunca los materiales paleozoicos plegados del basamento hercínico (Guimerá *et al.*, 1995, 2004; Mas *et al.*, 2002, 2003).

Teniendo relación con los movimientos tardivariscos, durante el Estefaniense y parte del Pérmico, se desarrolló en Iberia un sistema de fallas en desgarre, cuyas direcciones predominantes fueron NE-SO y NO-SE. Junto con la actividad tectónica, se crearon algunas cuencas transtensionales, hubo actividad magmática, intrusiva y extrusiva y se desmanteló parte del orógeno (Capote, 1983; Virgili *et al.*, 1983; Arche y López-Gómez, 1996; Guimerá *et al.*, 2004). El denominado *Rifting* Ibérico comienza a desarrollarse a partir del Pérmico Superior. Este ha sido dividido en cuatro etapas principales de evolución en función del estudio de la estratigrafía secuencial, el análisis de la subsidencia y de las estructuras tectónicas mesozoicas. Se diferencian dos ciclos de *rift* y dos estadios de *postrift* (Álvaro *et al.*, 1979; Mas *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1983; Salas y Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994; Salas *et al.*, 2001). En el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica, dentro de la etapa extensional Pérmico Superior-Mesozoico, se distinguen cuatro megaciclos o supersecuencias deposicionales, limitadas por discordancias regionales (Guimerá *et al.*, 2004). El Megaciclo Triásico (Pérmico Superior- Hettangiense); el Megaciclo Jurásico Inferior a Jurásico Superior (Sinemuriense-Oxfordiense); el Megaciclo Jurásico terminal a Cretácico Inferior (Kimmeridgiense- Albiense medio) y el Megaciclo Cretácico Superior (Albiense superior-Maastrichtiense).

- Megaciclo Pérmico Superior-Triásico. (Comienzo del proceso de *rifting* en la Cuenca Ibérica mesozoica) La discordancia regional tardi-hercínica está cubierta de forma general por depósitos del Triásico inferior, aunque de forma local existen algunos depósitos clásticos y rocas volcánicas del Pérmico superior (Arribas, 1985; Rey y Ramos, 1991). El registro del Triásico está representado por las facies germánicas: *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*. En la parte más noroccidental de la Cuenca Ibérica, en el área de Cameros, comienza la deposición de materiales continentales (Facies *Buntsandstein*) siendo sustituidos por depósitos marinos someros y costeros de *sabkha* (Facies *Muschelkalk* y *Keuper*, respectivamente). Se reconocen estos depósitos en los bordes del Macizo de la Demanda, al Norte de la Sierra de Cameros y en el área del Moncayo, donde se han encontrado a su vez, de forma local, depósitos vulcanoclásticos del Autuniense.

- Megaciclo Jurásico inferior- superior. Se diferencian tres unidades compuestas en su mayor parte por calizas y margas marinas: J1 (Lias), J2 (Dogger) y J3 (Malm Inferior y Medio). La base de este megaciclo incluye en todos los lugares una unidad carbonatada brechificada del Lias inferior, que mediante un contacto discordante recubre las unidades triásicas (Aurell *et al.*, 1992). Esta discordancia angular se observa tanto a escala de afloramiento como a escala regional en distintas zonas. Parece existir un predominio a escala regional de la subsidencia térmica en el transcurso de esta etapa en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, así como el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas (Salas *et al.*, 2001). Gómez *et al.* (2004) y Gómez y Goy (2005) diferencian cuatro ciclos transgresivos y regresivos (LJ1 a LJ4), entre el Triásico Superior y el

Jurásico Inferior en los sedimentos depositados en la Plataforma Ibérica durante el estadio *post-rift* de la cuenca intraplaca que formó parte de la plataforma occidental del Tethys.

- Megaciclo Jurásico terminal- Cretácico inferior. Desde el Tithoniense al Albiense inferior se reconocen ocho secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades (Mas *et al.*, 2002; 2003). El límite inferior de este megaciclo es una discordancia que corresponde a una laguna estratigráfica de amplitud variable. En la parte septentrional de la cuenca esta laguna comprende desde el Tithoniense inferior hasta el Barremiense, mientras que en la zona meridional, su amplitud se limita a parte del Tithoniense inferior (Mas *et al.*, 1993; Guimerá, Alonso y Mas, 1995). El límite superior del megaciclo es la discontinuidad intra-Albiense (Mas *et al.*, 1993), que se sitúa en la base del Megaciclo del Cretácico superior. Representa una discordancia de carácter regional, a partir de la cual se marca un cambio en la configuración paleogeográfica de la Cuenca de Cameros, que al igual que otras cuencas del *rifting* ibérico finijurásico-eocretácico, pierden su identidad y dan paso en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica a amplias áreas de plataforma que ocuparon el Estrecho Ibérico durante el Cretácico Superior (Alonso *et al.*, 1989; 1993).

- Megaciclo Cretácico superior. Este megaciclo se encuentra mejor preservado al SO de la falla Sur de Cameros. En la zona más nororiental del área de estudio únicamente aparecen afloramientos dispersos y poco potentes, que son resultado de los intensos procesos erosivos de la inversión de la cuenca de Cameros. Este megaciclo comienza con el desarrollo de facies continentales (arenas y lutitas) del Albiense superior. Posteriormente se desarrollan amplias plataformas carbonatadas epicontinentales (Alonso, *et al.*, 1993). La potencia total oscila entre 450 y 550 m.

Guimerá *et al.* (2004) en coincidencia con otros autores anteriores, reconocen cuatro episodios de evolución extensional durante el Mesozoico en la Cordillera Ibérica (Figura 2.4):

- Etapa de *rifting* Triásico (Pérmico final-Hettangiense). Depósito de capas rojas de origen fluvial con intercalaciones de carbonatos someros marinos y acumulaciones evaporíticas.
- Etapa *post-rift* durante el Jurásico inferior y medio (Sinemuriense-Oxfordiense). Deposición de carbonatos marinos someros.
- Etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior (Kimmeridgense-Albiense medio). Desarrollo de cuencas más subsidentes.
- Etapa *post-rift* del Cretácico superior (Albiense superior- Maastrichtiense). Representada por una formación terrígena que está en contacto erosivo con materiales de secuencias mesozoicas previas o incluso con el basamento hercínico.

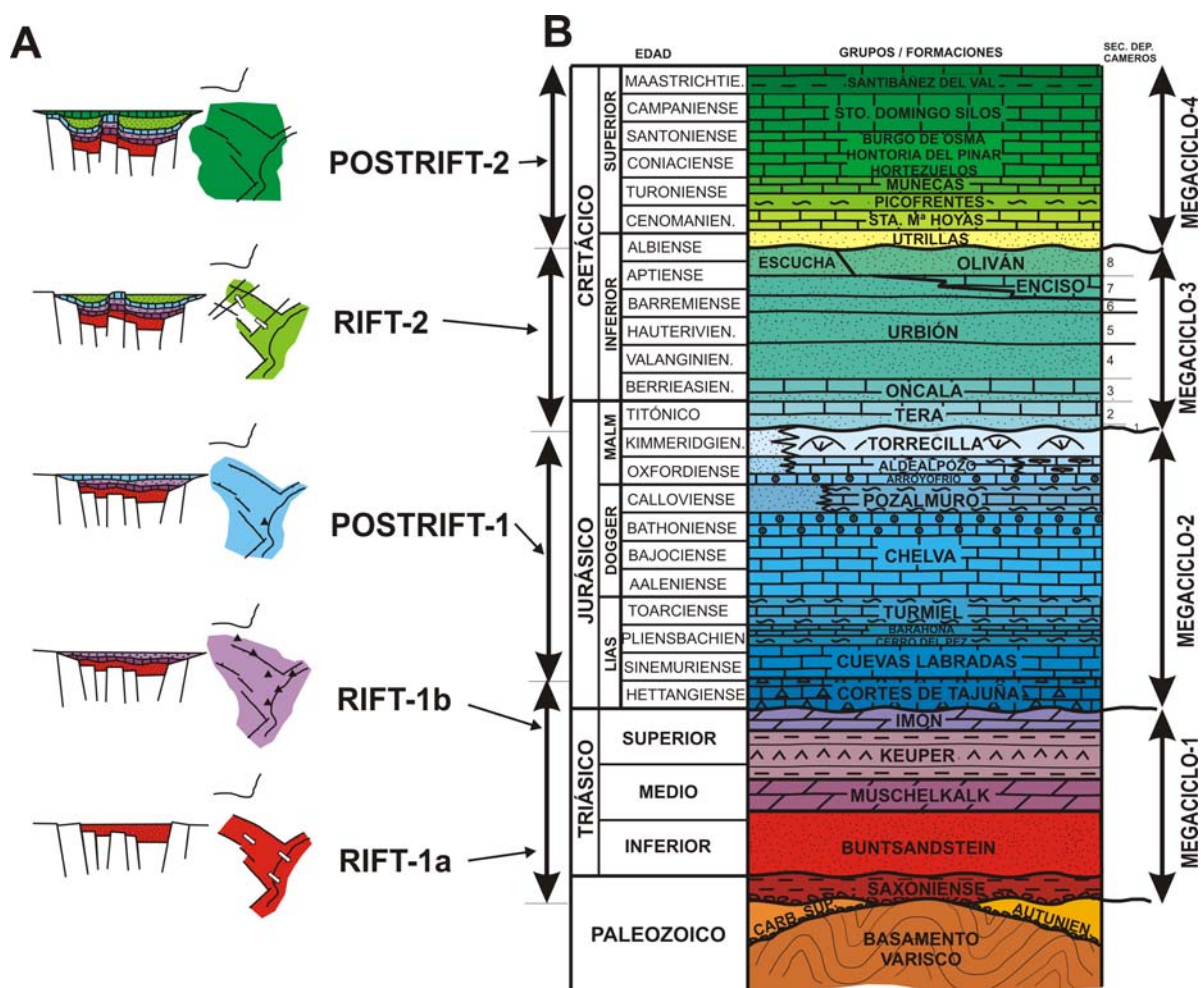


Figura 2.4. A) Ciclos de *Rift* y estadios de *Post-rift* en la evolución de la Cuenca Ibérica (Modificada de Salas *et al.*, 2001). **B)** Columna estratigráfica idealizada y sintética del registro Paleozoico terminal y Mesozoico en el área de Cameros (Modificada de Mas *et al.*, 2003). Figura tomada de Mas *et al.* (2002).

Cada uno de estos episodios estaría representado por una Supersecuencia Depositional.

La sedimentación de los materiales estudiados en este trabajo se situaría durante el segundo episodio: la etapa *post-rift* Jurásico inferior-medio.

Durante el Paleógeno el Sistema de *Rift* Ibérico sufre un proceso de inversión, correspondiendo en la actualidad con las cadenas Ibérica y Costero-Catalana (Salas *et al.*, 1992; 2001). Ambas cadenas muestran unos rasgos compresivos complejos de tectónica intraplaca con directrices NO-SE y NE-SO, respectivamente. De forma simultánea a la inversión del Sistema de *Rift* Ibérico, el bloque de basamento que correspondería con el Sistema Central, con una dirección NE-SO, sufrió elevaciones producidas por cabalgamientos, dando como resultado el aislamiento de la Cuenca del Duero y la subsidencia flexural de la Cuenca del Tajo. Se constata una relación directa entre esta fase paleógena de deformación compresiva intraplaca con la colisión del Cratón Ibérico con Europa durante la Orogenia Pirenaica (Guimerá, 1984; Guimerá y Álvaro, 1990; Salas *et al.*, 2001), así como con las fases tempranas contemporáneas de la Orogenia Bética (Vera, 2001). La Cuenca del Ebro corresponde a la cuenca meridional de antepaís flexural asociada a los Pirineos (Riba, 1975).

2.3 MARCO ESTRATIGRÁFICO-SECUENCIAL DEL JURÁSICO Y LITOESTRATIGRAFÍA

2.3.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En los últimos años han sido publicados dos trabajos de síntesis sobre la Geología de España que recogen los diversos estudios realizados en las diferentes áreas de la Península. Uno de ellos es la síntesis de Gibbons y Moreno (2002) titulada “*The geology of Spain*”, donde en un capítulo específico, Aurell *et al.* (2002) recogen una serie de aspectos significativos del Jurásico de España. La otra obra, “Geología de España” de Vera (2004), incluye los capítulos de Gómez (2004) y Mas y García (2004), que tratan sobre la evolución de las dos fases de *rifting* principales desarrolladas en el Jurásico. Junto con estas obras principales, y coincidiendo con muchas de las referencias que citan, se presenta a continuación una relación de los trabajos que tratan sobre el Jurásico de la Península Ibérica.

Los depósitos jurásicos en la Cordillera Ibérica y la parte meridional de las Cordilleras Costeras Catalanas afloran ampliamente en la mitad este de la Península Ibérica. La excelente exposición de los materiales en el campo, junto con la existencia de datos de sondeos en toda la zona (Castillo-Herrador, 1974; Morillo-Velarde y Meléndez-Hevia, 1979; Fontana *et al.*, 1994) permiten una reconstrucción detallada de la variación de las facies y el espesor de las unidades. Los depósitos jurásicos de estas cuencas Ibéricas orientales están limitados por importantes discontinuidades de extensión regional, que permiten la definición de una supersecuencia jurásica. Estas discontinuidades limitantes están ligadas a fases mayores de reactivación de fallas extensionales (Salas y Casas, 1993). La discontinuidad en el tránsito Triásico-Jurásico se vincula con movimientos extensionales que permitieron la expansión hacia el oeste del Tethys. Sin embargo, la tectónica distensiva del tránsito entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, estuvo además relacionada con la apertura de la parte central del Océano Atlántico y las etapas iniciales del *rift* del golfo de Vizcaya.

La sedimentación en la parte oriental de Iberia estuvo controlada por fallas normales, y sus movimientos diferenciales produjeron variaciones importantes tanto en la potencia como en el desarrollo de las facies a lo largo del espacio y del tiempo. Además, el registro de eventos transgresivos y regresivos generalizados en toda la cuenca, sugiere un cierto grado de aumento relativo del nivel del mar a escala regional, que controló la distribución de facies y las discontinuidades estratigráficas. En base a estas discontinuidades, se pueden reconocer una serie de unidades limitadas por discontinuidades (secuencias de tercer orden) (Giner, 1980; Yébenes *et al.* 1988; Aurell, 1991; Salas y Casas, 1993; Gómez y Goy, 1997, 2000; Fernández-López, 1997c; Aurell *et al.*, 2000). Las secuencias consisten de forma general en ciclos de profundización-somerización limitados por superficies de inundación.

Al final del Triásico el desarrollo de fallas extensionales produjo la ruptura de la plataforma epicontinental Rhaetiense, que está representada en una zona amplia por depósitos de dolomías y calizas, típicos de medios perimareales (Fm. Imón; Goy *et al.* (1976)). Esto genera, de manera local, una discordancia angular en el Jurásico basal, como se aprecia en el Macizo de Garraf, en las Cordilleras Costeras Catalanas (Esteban y Juliá, 1973) o en los alrededores de la Sierra del Moncayo, en Zaragoza (San Román y Aurell, 1992), en la Cordillera Ibérica Septentrional. En todas estas zonas la primera unidad del Jurásico, formada por dolomías masivas y brechas (Fm. Cortes de

Tajuña), puede estar en contacto directamente con los depósitos en facies *Buntsandstein* del Triásico Inferior, o incluso con rocas paleozoicas (Aurell *et al.*, 1992). Sin embargo, a lo largo de extensas áreas de la cuenca, esta discontinuidad basal es una paraconformidad entre las dolomías del Triásico Superior (Fm. Imón) y la Fm. Cortes de Tajuña, que aunque comenzó a depositarse en el Rhaetiense superior, comprende el Hettangiense y parte del Sinemuriense, perteneciendo ya al Jurásico Inferior.

Tras la deposición de la unidad dolomítico-evaporítica con brechas del Jurásico Inferior, la sedimentación durante el intervalo Sinemuriense-Toarciense tuvo lugar en una plataforma carbonatada abierta al norte. Desde un punto de vista general, los sedimentos depositados durante el Jurásico Inferior reflejan una profundización progresiva de la plataforma carbonatada, que alcanzó el máximo en la parte superior del Toarciense inferior. Un evento de somerización posterior genera una discontinuidad importante en la parte inferior del Aalenense (Ureta Gil, 1985; Goy y Ureta 1990).

Esta discontinuidad ha sido relacionada con la reactivación de fallas normales, que dieron como resultado la ruptura de la amplia plataforma carbonatada de la parte oriental de Iberia formada durante el Jurásico Inferior en pequeñas subcuencas y plataformas con una orientación NE-SO (Goy y Ureta, 1990; Fernández-López y Gómez, 1990a). Como resultado de la actividad tectónica sinsedimentaria, el registro de la parte inferior del Jurásico Medio es irregular y discontinuo, mostrando considerables variaciones de facies y de potencias, así como periodos de no-sedimentación de distinta duración y extensión (Ureta Gil, 1985; Goy y Ureta 1990). En las áreas sudorientales, las rocas volcánicas y piroclásticas del cinturón volcánico NO-SE de Caudiel, están interestratificadas en los sedimentos del Pliensbachense superior y del Toarciense. Esta actividad volcánica, que se extendió más hacia el sur durante el Jurásico Medio para formar el cinturón piroclástico de Alcublas, ha sido relacionado con grandes fallas con dirección NO-SE reactivadas en la transición entre el Jurásico Inferior y Medio (Gómez, 1979; Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980).

En las áreas nororientales, más al sur del alto de Tarragona, la plataforma de Tortosa funcionaba aún como una cuenca sedimentaria profunda, relativamente subsidente (Fernández-López *et al.*, 1996, 1998a). Más hacia el sur, en los altos paleogeográficos del Maestrazgo, las secuencias del Jurásico Medio aparecen normalmente dolomitizadas o pobremente representadas, y muestran registro de facies de plataforma interna (Canerot, 1971; Giner, 1980). En la parte central de la cuenca se dieron dos áreas sedimentarias abiertas, conocidas como la Plataforma Aragonesa y la Plataforma Castellana. Estas dos plataformas estaban separadas por el alto de Montalbán-Ejolve, que estaba representado por facies oolíticas desde el Bajociense superior en adelante y conectadas hacia el sur con el alto del Maestrazgo (Bulard, 1972; Gómez, 1979; Aurell *et al.*, 1999). Las plataformas Aragonesa y de Tortosa estaban conectadas a través del estrecho de Beceite, en el cual los materiales del Jurásico Medio están muy condensados, excediendo raramente la potencia total más de 25 m. Hacia el SO de esta área central, los depósitos del Jurásico Medio son típicos de medios de plataforma interna. Datos procedentes de sondeos en Cuenca y Albacete han revelado la presencia local de calizas oolíticas y dolomías con intercalaciones de evaporitas (Morillo-Velarde y Meléndez-Hevia, 1979). En el NO, en las provincias de Soria y la Rioja, la Cuenca Ibérica estaba conectada con la cuenca Vasco-Cantábrica por medio del Estrecho de Soria, un estrecho corredor limitado al norte por el macizo emergido del Ebro. Esta área emergida es activa a partir de la transición entre el Bajociense y el Bathoniense, como se infiere a partir del aumento del aporte siliciclástico (Bulard, 1972; Wilde, 1990).

El límite entre el Jurásico Medio y Superior está marcado por la presencia de una importante discontinuidad sedimentaria en la cuencas Ibéricas orientales. Este tránsito ha sido objeto de numerosos estudios de detalle, resaltando la variabilidad temporal de la laguna estratigráfica existente (Bulard, 1972; Bulard *et al.*, 1974; Gómez, 1979; Giner, 1980; Meléndez *et al.*, 1983; Meléndez *et al.*, 1990; Aurell *et al.*, 1994b). La laguna es mínima en el área del estrecho de Soria y en la plataforma Aragonesa noroccidental (Ricla-Aguilón), donde abarca al menos el intervalo Calloviense terminal- Oxfordiense inferior (zonas Lamberti y Mariae). La zona con una laguna estratigráfica mayor se localiza en las áreas someras elevadas del este: el alto Montalbán-Ejulve, donde la unidad calcárea espongiolítica (Fm. Yátova) del Oxfordiense medio, yace discordante con contacto erosivo sobre una supuesta sucesión bathoniense de calizas y dolomías oolíticas que muestran condiciones típicas de plataforma interna.

Dentro de las secuencias del Jurásico Superior marino (Aurell *et al.*, 1998) propuestas para la Cordillera Ibérica, las dos últimas suelen constituir el sustrato sobre el que yacen los depósitos finijurásicos-eocretácicos de la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 1993; 2002; 2003).

La primera secuencia está formada por un nivel irregular de oolitos ferruginosos denominado “Capa de oolitos de Arroyofrío” por Gómez y Goy (1979), que no contiene ammonoideos reelaborados. La segunda secuencia consiste en un nivel condensado con evidencias de reelaboración, que contiene oolitos ferruginosos y fósiles reelaborados tanto del Calloviense superior, como del Oxfordiense inferior. En el área de Cameros, en el sector septentrional de Torrecilla en Cameros, estas secuencias están representadas por un nivel de oolitos ferruginosos que se encuentra a continuación de los depósitos del Calloviense, mientras que hacia el sur, en el sector de Soria, este nivel no está presente, apareciendo en su lugar un nivel ferruginoso perforado e incrustado por ostreidos (Alonso y Mas, 1988, 1990).

La secuencia siguiente, que abarca el Oxfordiense medio-superior y está representada por la Formación Aldealpozo (Alonso y Mas, 1988, 1990), en los sectores de Soria y del sur del Moncayo está constituida por secuencias de somerización arenosas y fangosas, con evidencia de mezcla de aguas y exposiciones subaéreas, depositadas en un ambiente de llanura mareal carbonática-*lagoon* (Alonso y Mas, 1988). Los mismos autores señalan que en el sector nororiental, en Torrecilla en Cameros, el depósito de esta unidad tuvo lugar en ambientes más profundos y tranquilos. Así pues, interpretan que la sedimentación de esta unidad en conjunto tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada tipo rampa, que estaba basculada hacia el N y NO, con aportes siliciclásticos de los macizos elevados tanto del SO (Macizo Ibérico) como del NE (Macizo del Ebro).

La tercera secuencia tuvo lugar durante el Kimmeridgiense inferior, y está representada por la Formación Torrecilla en Cameros (Alonso y Mas, 1988, 1990). Esta Formación corresponde al último episodio de sedimentación previo al desarrollo de la segunda etapa de *rifting* que tuvo lugar en la cuenca Ibérica. Se caracteriza por la presencia de calizas bioconstruidas por corales, asociadas con materiales de desmantelamiento procedentes de las bioconstrucciones y otra serie de facies con influencia terrígena (Alonso y Mas, 1988).

A partir del Kimmeridgiense superior y durante el Tithoniense, existe una migración progresiva de la línea de costa hacia el SE en la Cuenca Ibérica (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994a; Bádenas, 1999) y el NE (Benito *et al.*, 2005). Esta retirada progresiva de la línea de costa hacia mar

adentro, se produjo por una bajada relativa del nivel del mar. Ésta, fue debida por una parte a la tectónica extensiva que produjo el levantamiento del borde occidental de la Cuenca Ibérica, unida con el descenso eustático producido durante el periodo Tithoniense-Berriasiense (Alonso *et al.* 1986-1987; Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994a).

La reorganización paleogeográfica en el Jurásico Superior de la parte oriental de Iberia, permitió el desarrollo de una amplia y homogénea rampa carbonatada, que mostraría un relieve más moderado que el precedente, y que profundizaría de forma relativamente homogénea hacia el este. El hundimiento simultáneo del alto del Maestrazgo, dio lugar al desarrollo de facies de plataforma abierta a partir del Oxfordiense medio en adelante (Canerot, 1971). A partir del Oxfordiense superior, un proceso de reactivación de fallas produjo un cambio de facies y un incremento súbito de los espesores depositados (Salas, 1989). En zonas más septentrionales como el alto de Tarragona (Macizo de Garraf), a pesar de que los depósitos de Jurásico Inferior y Medio estén pobremente representados o localmente ausentes, los depósitos de edad comprendida entre el Kimmeridgiense hasta el Tithoniense inferior forman una potente sucesión dolomítica, generalmente depositada en medios de plataformas someras (Esteban y Juliá, 1973; Giner, 1980). Desde el Oxfordiense medio hasta el Kimmeridgiense las facies de plataforma externa alcanzaron las zonas más suroccidentales de la cuenca (provincia de Cuenca), que correspondía con un área de plataforma interna somera durante el Jurásico Inferior y Medio. Hacia el NO, en el intervalo Oxfordiense- Kimmeridgiense inferior, la parte central del estrecho de Soria estaba dominada por facies de plataforma interna, y hasta el final del Kimmeridgiense no se elevó el margen occidental de la cuenca (Macizo Ibérico), generando la emersión del estrecho de Soria y la migración de la línea de costa hacia el este.

El límite superior de la Supersecuencia Jurásica es generalmente una discordancia angular, que se relaciona con una fase de actividad tectónica y con la deposición de sedimentos continentales en cuencas limitadas por fallas. Esta discordancia se encuentra asociada una laguna estratigráfica de amplitud variable.

2.3.2 LITOESTRATIGRAFÍA

Los materiales finitriásicos, así como los del Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica han sido divididos en una serie de unidades litoestratigráficas de diferente extensión lateral por (Goy *et al.*, 1976), Gómez (1979) y Gómez y Goy (1979, 1998). Recientemente se han efectuado cambios en las unidades propuestas en la década de los setenta para el Jurásico Inferior y parte del Jurásico Medio en el trabajo de Gómez *et al.* (2003) y la síntesis de Gómez *et al.* (2004). Las unidades del Jurásico Medio en la Cordillera Ibérica Septentrional fueron definidas por Wilde (1988a, 1988b) y en las ramas Aragonesa y Castellana por Gómez y Fernández-López (2004). Las unidades del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Septentrional han sido definidas por Alonso y Mas (1988, 1990) y Mas *et al.* (1993, 2004).

Desde un punto de vista litoestratigráfico, los materiales del Triásico Superior y Jurásico han sido divididos en una serie de unidades formales (Figuras 2.5, 2.6 y 2.7), que forman parte de los grupos Renales, Ablanquejo, Chelva y Turia.

GRUPO RENALES. Constituido por materiales correspondientes al intervalo Triásico Superior-Jurásico Inferior (Rhaetiense-Pliensbachense). En las áreas de Demanda-Cameros y Madero-Moncayo está compuesto por las formaciones Dolomías tableadas de Imón (Rhaetiense

p.p.), Carniolas de Cortes de Tajuña (Rhaetiense *p.p.*-Sinemuriense), Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (Sinemuriense-Pliensbachense) y Calizas y Margas de Almonacid de la Cuba (Pliensbachense). En la Rama Castellana y la Rama Aragonesa la Formación Cortes de Tajuña tiene como equivalentes laterales la Formación Yesos, anhidritas y carbonatos de Lécera. En las ramas Aragonesa y Castellana, la parte inferior de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas es equivalente a las áreas de Demanda-Cameros y Madero-Moncayo, pero la parte superior de esta formación tiene como equivalentes laterales las formaciones Caliza nodulosas de Río Palomar (Pliensbachense) y Calizas y margas de Almonacid de la Cuba (Pliensbachense).

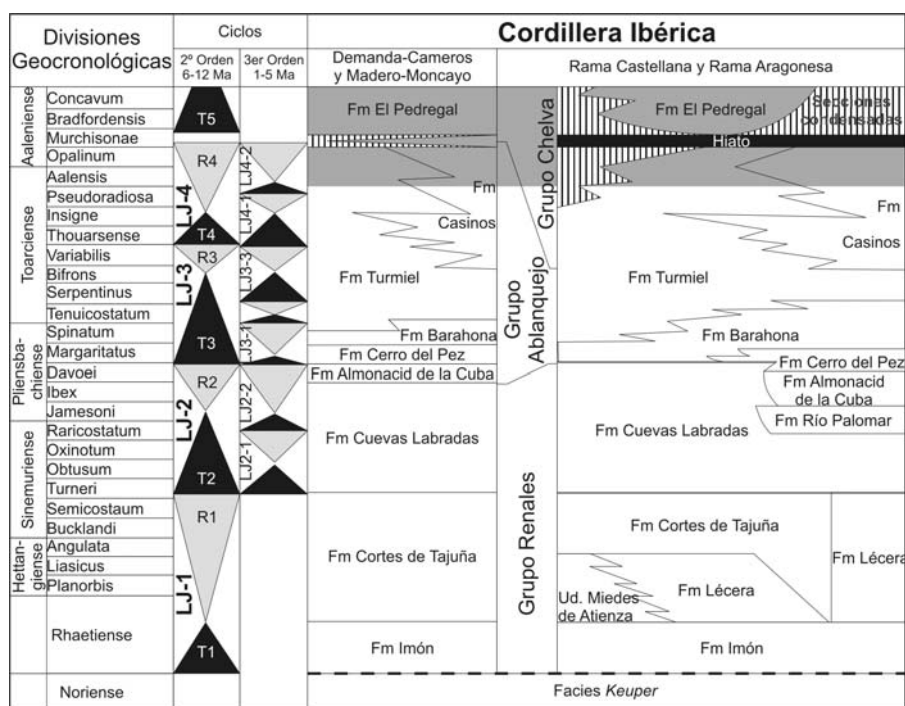


Figura 2.5. Distribución de las unidades litoestratigráficas y ciclos del Jurásico Inferior reconocidos en la Cordillera Ibérica. En gris oscuro aparecen delimitadas las unidades objeto de estudio en el presente trabajo. Modificado de Gómez *et al.* (2004).

GRUPO ABLANQUEJO. Incluye materiales correspondientes al intervalo Jurásico Inferior-Jurásico Medio (Pliensbachense-Aalenense *p.p.*). En las áreas Demanda-Cameros y Madero-Moncayo, así como en las ramas Aragonesa y Castellana, está constituido por las formaciones Margas grises de Cerro del Pez (Pliensbachense superior), Calizas bioclásticas de Barahona (Pliensbachense superior-Toarciense inferior), y Alternancia de margas y calizas de Turmiel (Toarciense inferior- Aalenense medio). En el trabajo de Gómez *et al.* (2003) se hace referencia a que el techo de ésta última formación es más moderno en el Sector Central, que en el Sector Meridional de la Cordillera Ibérica, al tratarse de un cambio de facies con la Fm. Calizas nodulosas de Casinos. En Domeño, Fernández-López y Gómez (1978) sitúan la base de la Fm. Chelva en el Toarciense inferior-medio, en tanto que en Sierra Palomera tiene una edad Toarciense superior, Cronozona Insigne (Comas-Rengifo, 1985). Gómez *et al.* (2003) sitúan esta base en la Cronozona Opalinum en Fuentelsaz, en la parte meridional de la Rama Castellana y en la sección de Moyuela, en la Rama Aragonesa, refiriendo que se trata de dos áreas subsidentes controladas por la tectónica local, en áreas en que persisten las facies margosas.

GRUPO CHELVA. Constituido por materiales pertenecientes al intervalo comprendido entre la parte superior del Jurásico Inferior y el Jurásico Medio (Toarciense superior-Aalenienense a Calloviense). En las áreas de Demanda-Cameros y Madero-Moncayo Gómez *et al.* (2003) incluyen la Fm. Calizas nodulosas de Casinos (Toarciense superior-Aalenienense medio) y Gómez y Fernández-López (2004) incluyen la Fm. Calizas de El Pedregal (Aalenienense medio-Bajociense superior). Las formaciones definidas por Wilde (1988a) incluyen cambios laterales de facies, con lo que aparecen distintas denominaciones según los sectores donde aparecen (ver figura 2.6).

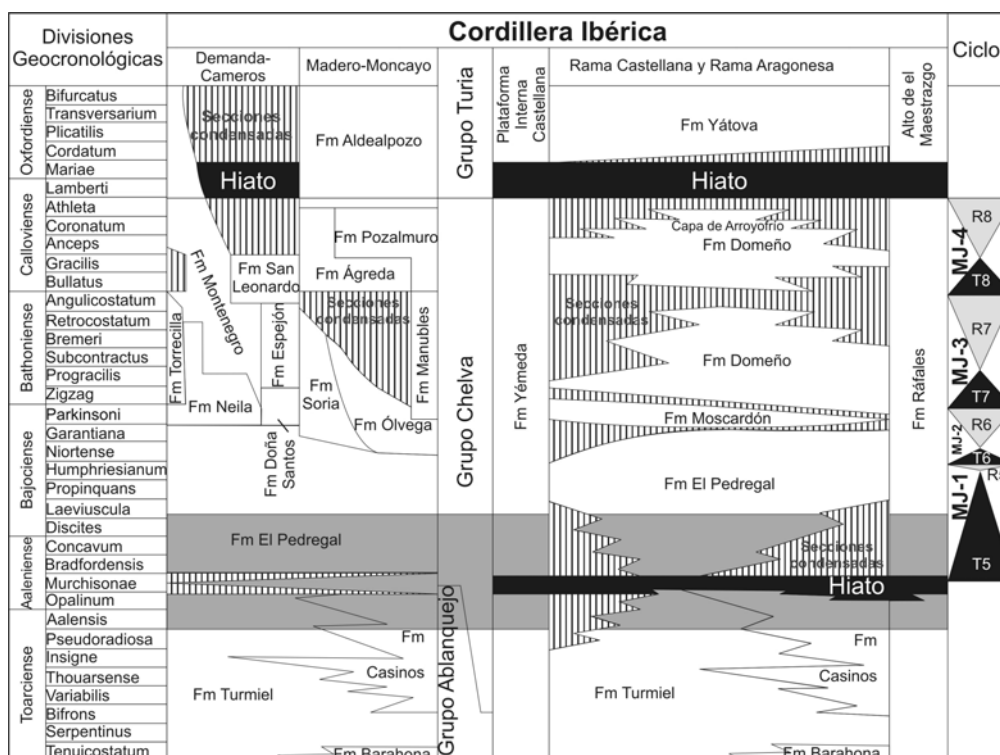


Figura 2.6. Distribución de las unidades litoestratigráficas y ciclos del Jurásico Medio reconocidos en la Cordillera Ibérica. En gris oscuro aparecen delimitadas las unidades objeto de estudio en el presente trabajo. Modificado de Gómez *et al.* (2004).

Las formaciones equivalentes en las ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica, definidas por Gómez y Fernández-López (2004) para el intervalo comprendido entre el Bajociense y el Calloviense son las formaciones Calizas de El Pedregal (Aalenienense medio-Bajociense superior), Calizas bioclásticas de Moscardón (Bajociense superior-Bathoniese inferior) y Calizas de Domeño (Bathoniese inferior-Oxfordiense), donde en la parte superior de la unidad, y en la mayoría de los afloramientos de la cordillera Ibérica, se encuentra un nivel de oolitos ferruginosos definido formalmente como la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979). Por otra parte, Gómez y Fernández-López (2004) definen la Formación Calizas y dolomías de Yémeda (Aalenienense medio-Calloviense) como representante del cinturón de facies oolítico-dolomíticas de la Plataforma Castellana y en el sector del Alto del Maestrazgo, con facies dolomíticas, definen la Formación Dolomías y calizas de Ráfales (Aalenienense medio-Calloviense).

GRUPO TURIA. La figura 2.7 muestra la relación entre las diferentes formaciones marinas y continentales reconocidas en el Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica.

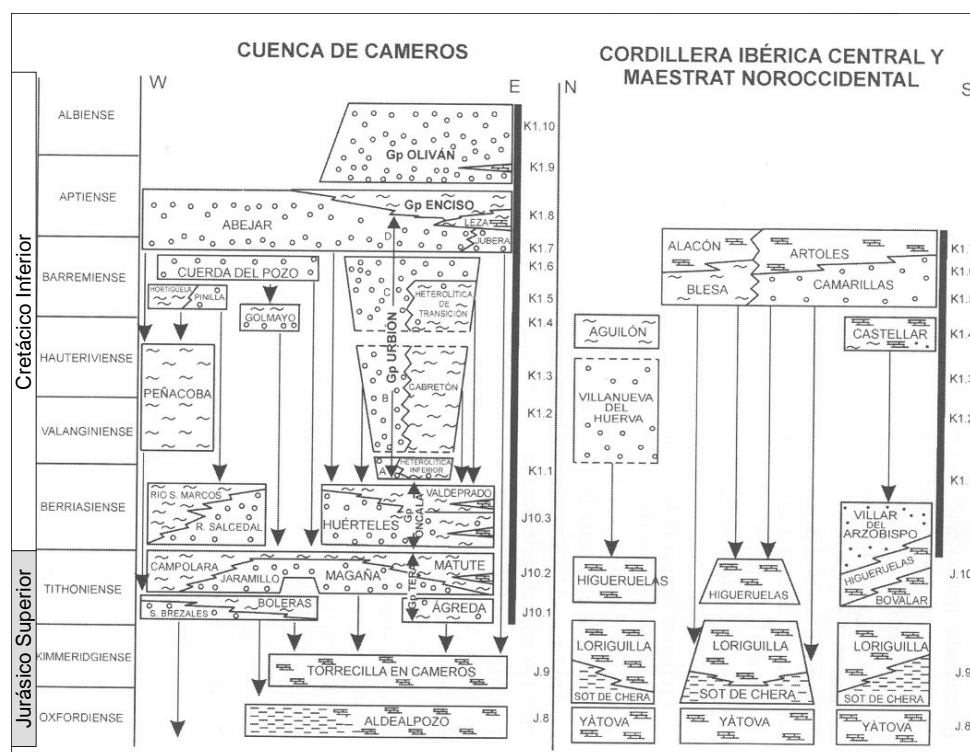


Figura 2.7. Distribución de las unidades litoestratigráficas y ciclos del Jurásico Superior reconocidos en la Cordillera Ibérica. Las barras negras representan el registro de la segunda fase de *rift* en cada cuenca. Modificado de Mas, *et al.* (2004).

Los materiales estudiados en este trabajo incluyen la parte superior de la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel, dentro del Grupo Ablanquejo y las formaciones Calizas nodulosas de Casinos y Calizas de El Pedregal, dentro del Grupo Chelva.

2.3.2.1 ZONA SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA

La edad de los materiales estudiados en el área Septentrional de la Cordillera Ibérica corresponde con la parte superior del Jurásico Inferior (Toarciense superior) y la parte inferior del Jurásico Medio (Aalenense y Bajociense inferior). Las unidades litoestratigráficas que se identifican para este intervalo en otras partes de la Cordillera Ibérica son las formaciones Turmiel, Casinos y El Pedregal (Figuras 2.5 y 2.6, resaltadas en gris).

Formación alternancia de margas y calizas de Turmiel (Goy *et al.*, 1976)

La Fm. Turmiel se trata de una alternancia de margas y calizas, a veces con carácter de ritmita, que contiene gran cantidad de fósiles entre los que dominan los moluscos y braquiópodos. El límite inferior es muy preciso y se observa con facilidad debido a la existencia de una superficie ferruginosa, que señala el techo de la unidad anterior. Esta superficie aparece en toda la Rama Castellana, habiendo sido citada también en la Provincia de Teruel por Bulard *et al.* (1971). El límite superior es fácil de señalar en la zona estudiada por Goy *et al.* (1976); fuera de ella pueden surgir algunas dificultades para su establecimiento a causa de los cambios laterales que afectan a la parte alta de esta formación. Para el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica, Gómez (1979) apunta que

el límite superior es muy neto y coincide con la calizas de la Unidad suprayacente, a partir de la cual las margas son muy escasas o inexistentes. En la definición formal de la unidad, Goy *et al.* (1976) diferencian cinco miembros característicos y una unidad informal: *Margas y calizas margosas*, *Calizas amarillas y margas verdosas*, *margas rosas*, *Alternancia rítmica de margas y calizas* y *Margas y margocalizas* y la unidad informal *Tramo calizo superior*.

Formación calizas nodulosas de Casinos (Gómez *et al.*, 2003)

La Fm. Casinos coincide exactamente con el Miembro Calizas nodulosas de Casinos de la Fm Chelva definido por Gómez y Goy (1979). El cambio de la Fm. Chelva al rango de Grupo (Gómez y Fernández-López, 2004) y el Mb. Casinos al rango de formación, se justifica por la necesidad de realizar trabajos de mayor resolución estratigráfica.

La Fm. Casinos está compuesta por calizas *mudstone-wackestone*, localmente *wackestone-packstone* bioclásticas, que pueden tener finas intercalaciones de calizas margosas o margas. Se disponen en capas de 10-30 cm de espesor (excepcionalmente 60 cm), en las que aparecen frecuentemente planos de estratificación ondulados, que suelen condicionan el aspecto nodulosos que suele presentar la unidad (Gómez, 1979). Hacia la parte superior, la formación puede contener una o varias superficies ferruginosas y/o fosfáticas, superficies perforadas, niveles de removilización, fósiles fosfáticos, niveles *wackestone-packstone* con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos, así como indicadores de emersión, tales como karstificación (Fernández-López y Gómez, 1990a). Los materiales oolíticos corresponden en parte a la “Oolita limítrofe inferior” (Behmel y Geyer, 1966; Geyer *et al.*, 1974; Hinkelbein, 1975). Intercalados entre los materiales carbonáticos de esta unidad se encuentran en varias áreas de la Cordillera Ibérica materiales de origen volcánico (Gautier, 1968; Gómez, 1979; Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980; Martínez González *et al.*, 1996). La unidad se organiza en secuencias de somerización, con frecuencia constituidas por términos calcáreos estratocrecientes o por calizas con intercalaciones de margas o margocalizas de espesor decreciente hasta la parte superior. La edad de la Fm. Casinos es Toarciense superior (*p. p.*)-Aalenense (*p. p.*).

Formación el Pedregal (Gómez y Fernández-López, 2004)

La Fm. El Pedregal está constituida por calizas *mudstone* y *wackestone* de microfilamentos con equinodermos y pelets, que pueden tener intercalaciones o interestratos de margas, a veces bioclásticas, que localmente constituyen una alternancia margosa en la parte superior de la unidad. La presencia de nódulos de sílex es muy frecuente en toda la Cordillera Ibérica. También son frecuentes en la base de la formación, los niveles de calizas con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (Geyer *et al.*, 1974), que en la Rama Aragonesa se encuentran asimismo en el techo de la unidad. En el área tipo se intercalan en la parte inferior tramos dolomíticos. En el sector levantino se reconocen intercalaciones de materiales de origen volcánico que forman montículos (Gautier, 1968; 1974; Gómez *et al.*, 1976; Gómez, 1979; 1985a; 1985b; Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980; Fernández-López *et al.*, 1985; Martínez González *et al.*, 1998). En los sectores central y septentrional de la Cordillera Ibérica se observan montículos de fango bioconstruidos por esponjas hacia la parte superior de la unidad (Fernández-López *et al.*, 1978; Fernández-López, 1985a; Fernández-López *et al.*, 1988; 1985a; 1985b; Gómez 1991) Los carbonatos se disponen en capas de 10-50 cm, con estratificación planar. Son frecuentes las texturas y estructuras de bioturbación (*Zoophycos* y

Thalassinoides), y en ocasiones se reconocen *rills* bioclásticos, costras ferruginosas, y superficies de removilización. La unidad se organiza generalmente en secuencias de somerización (Gómez, 1985a; 1985b; 1991; Gómez y Fernández-López, 1994; Fernández-López, 1997c) que suelen tener un término inferior margoso y un término superior de calizas., con bioturbación y en ocasiones con bioconstrucciones de esponjas y algas, que puede ser dolomítico. En el techo de estas secuencias pueden observarse perforaciones biogénicas, costras ferruginosas, glauconita, fosfatos y carbonatos bioclásticos con fósiles reelaborados. La unidad comienza en la parte superior de la Cronozona Murchisonae del Aalenense, aunque es muy frecuente que tanto el Aalenense superior, como el Bajociense se encuentren representados por secciones condensadas. El techo de la unidad es sincrónico a escala regional, y corresponde al Bajociense superior (cronozonas Niortense y Garantiana).

2.3.3 CONSIDERACIONES SOBRE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AALENIENSES EN ASTURIAS Y LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

Las secciones clásicas del Jurásico de Asturias aparecen en la Cuenca Gijón-Villaviciosa, formando una banda de afloramientos casi continua a lo largo de la costa cantábrica, entre las localidades de Gijón y Ribadesella. La trama litoestratigráfica básica fue establecida por Suárez-Vega (1974) y posteriormente modificada por Valenzuela *et al.* (1986). El Grupo Villaviciosa, cuyo rango temporal abarca desde el Hettangiense hasta el Bajociense inferior, se compone de margas y calizas e incluye las formaciones Gijón y Rodiles. La Fm. Rodiles está compuesta por depósitos rítmicos marinos, de rampa carbonática con profundidad variable, desde niveles por encima de el nivel de base del oleaje hasta por debajo del nivel de oleaje de tormentas, con condiciones marinas abiertas entre el Sinemuriense superior hasta el Bajociense inferior. Consta de dos miembros: Buerres y Santa Mera. Este último comprende desde el Pliensbachense al Bajociense inferior y corresponden con series de unos 130 m de margas y calizas regularmente estratificadas de escala métrica a decamétrica, en ciclos de profundización y somerización (Gómez y Goy, 2000).

Los factores tectónicos juegan un papel importante en el espesor y distribución de facies de estos materiales en el intervalo entre el Toarciense medio y superior, cuando el desarrollo de fallas extensionales se hace evidente, especialmente durante en el intervalo Aalenense-Bajociense. Esto conllevaría la ruptura de la plataforma en bloques, produciendo importantes irregularidades en la cuenca, que serían evidenciadas por las importantes variaciones laterales de facies y espesores de los depósitos del intervalo Aalenense hasta el Bajociense Inferior (Fernández-López y Suárez-Vega, 1979). Este proceso probablemente estuviese relacionado con una fase temprana de la apertura del golfo de Vizcaya y se refleja también en el Mar del Norte por un proceso generalizado y dominante de desarrollo de rifting.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica los afloramientos jurásicos se encuentran en dos áreas principales localizadas en las partes E y O de la cuenca, y separadas por una extensa zona central con materiales cretácicos y cenozoicos. Los depósitos orientales forman una serie de afloramientos con tendencias este-oeste, que se extienden desde el norte de Pamplona hasta el sur de San Sebastián. Otros de menor extensión aparecen al sur de Vitoria (Montoria) y el este de Bilbao (Guernica). Los afloramientos occidentales son más abundantes y generalmente presentan una mejor exposición, estando localizado el mayor de ellos al norte y al sur de Reinosa, así como en los valles de los ríos Besaya (San Vicente de León) y Pas (Castillo Pedroso). Aparecen algunos afloramientos

dispersos en el dominio marginal SO (en relación con el frente meridional de sistemas de cabalgamientos) y en el área costera de Santander.

La sucesión Jurásica está representada por dos unidades estratigráficas de edades distintas que se corresponden con diferentes medios sedimentarios, referidas en la bibliografía regional como Jurásico Marino y Jurásico Continental o Purbeck (Rat, 1962; Soler y José, 1971, 1972a,b; Robles *et al.*, 1989).

La unidad inferior (marina) está limitada por discontinuidades regionales, y en el trabajo de síntesis de Aurell *et al.* (2002), se la denomina Megasecuencia Jurásica. Las discontinuidades que la limitan están en relación con tectónica distensiva, cuya primera etapa se desarrollaría en la transición Triásico-Jurásico (Quesada y Robles, 1995) y la segunda durante el periodo Jurásico Superior-Cretácico Inferior, relacionada con los primeros pulsos del rifting en la bahía de Vizcaya (Robles *et al.*, 1989, 1996; Pujalte *et al.*, 1996; Hernández, 2000). Durante la sedimentación de esta unidad, la cuenca Vasco-Cantábrica formaba parte un gran mar epicontinental, limitado al sur por el Macizo Ibérico y al norte por el Macizo Armórico, y aparecería ocupando posiciones intermedias entre los dominios del Tethys y Boreal. Los datos paleontológicos indican una clara influencia Boreal, aunque se registran excursiones de fauna del Tethys en distintos intervalos estratigráficos. La sedimentación de esta megasecuencia tuvo lugar en un periodo con tectónica relativamente tranquila (etapa inter-rift tomando la denominación de Quesada y Robles (1995)), pero con acusadas variaciones de espesores (450-1000 m) que son indicadoras de una subsidencia diferencial, la cual esté probablemente relacionada con la reactivación de fallas extensionales en el basamento (Quesada *et al.*, 1991, 1993). El análisis de las discontinuidades y los ciclos de facies permite definir unidades limitadas por discontinuidades de distinta escala dentro de la megasecuencia, que generalmente se pueden relacionar con las definidas para las cuencas Ibéricas septentrional y oriental. Además, el análisis de la evolución vertical del tipo de materia orgánica, y de su contenido, ha permitido la identificación a menor escala de ciclos transgresivo-regresivos en las partes media y superior de la sucesión del Jurásico Inferior (Quesada y Robles, 1995; Quesada *et al.*, 1997).

Desde la parte superior del Pliensbachense hasta el Toarciense superior se desarrolla una secuencia que representa una profundización, seguida de una deposición de calizas bioclásticas en el techo de la Fm. Camino. La secuencia está limitada por discontinuidades y muestra un mejor desarrollo en el oeste (particularmente en el dominio SO). La discontinuidad inferior está marcada por la presencia de una costra ferruginosa, a partir de la cual se observa un brusco cambio de facies en el SO, manifestándose con el incremento de la potencia de las facies margosas (Pujalte *et al.*, 1988). La discontinuidad superior se encuentra en la base del Aalenense (Zona Opalinum) y se ha detectado tanto en el surco Polientes-Tudanca como en el dominio marginal SO (Fernández-López *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Canales *et al.*, 1993). Esta unidad está formada por calizas y margocalizas interestratificadas con margas grises y negras, conociéndose como la Fm. Castillo Pedroso, que es equivalente a la Unidad VI de Bádenas *et al.* (1997) y Gallego y Meléndez (1997). En el oeste estos depósitos forman una secuencia carbonática estratocreciente, cuya base es marcadamente margosa, y que se vuelve más calcárea en el desarrollo de la secuencia. En el E los depósitos muestran una tendencia cíclica, con intervalos margosos que se desarrollan en mayor medida en la parte media de la unidad. Las facies calcáreas, comprenden fundamentalmente desde *mudstones* a *wackestones*, mostrando comúnmente trazas de bioturbación (*Chondrites*), con intervalos esporádicos *packstone* y *grainstone*, generalmente en la parte superior de la unidad. El

contenido fósil incluye ammonoideos, belemnites, braquiópodos, pelecípodos y foraminíferos nodosariáceos. Varios estudios en detalle de la paleontología y la bioestratigrafía de los ammonoideos en el surco Polientes-Tudanca, han permitido la identificación de todas las zonas del Toarciense a lo largo de la secuencia (Fernández-López *et al.*, 1988). Estos fósiles también marcan la presencia de pequeñas discontinuidades internas (Goy *et al.*, 1994), que se pueden correlacionar con las definidas por Yébenes *et al.* (1988) en la Cordillera Ibérica.

Durante el Jurásico Medio la inestabilidad tectónica de la cuenca Vasco-Cantábrica queda reflejada en la rampa carbonática. La secuencia Aaleniese en la cuenca Vasco-Cantábrica es generalmente más potente y más completa que en las otras cuencas, a pesar de que son comunes, especialmente en el dominio marginal SO, las discontinuidades sedimentarias, inconformidades y niveles condensados o resedimentados conteniendo fósiles reelaborados (Pujalte *et al.*, 1988; Fernández-López *et al.*, 1988). Se han descrito algunos casos de capas retrabajadas con fragmentos de huesos de vertebrados reelaborados en las áreas internas de la cuenca, como por ejemplo el surco Polientes-Tudanca (Canales *et al.*, 1993). El Bajociense fue un intervalo más estable para el desarrollo de rampas carbonatadas, y la subida o bajada del nivel del mar no generó grandes diferencias en distintas áreas de la cuenca. La subsidencia diferencial fue atenuada progresivamente, alcanzando los valores mínimos en el Bajociense terminal, cuando se desarrolló una plataforma espongiolítica somera, que constituye un excelente nivel guía para correlacionar (Robles *et al.*, 1989) y que también es detectado en sondeos (Quesada *et al.*, 1991, 1993). El registro más completo de los sedimentos marinos del Jurásico Medio se encuentra en el área oriental de la cuenca.

La secuencia Aaleniese-Bajociense está representada por depósitos predominantemente carbonáticos, que muestran claras diferencias entre las áreas orientales y occidentales. En el E esta secuencia carbonática (Unidad VII de Bádenas *et al.*, 1997) no muestra evidencias de discontinuidad en el límite entre el Jurásico inferior y la extrema base del Jurásico Medio, reconociéndose en el Sector de Montoria ammonoideos de las Zonas Murchisonae y Concavum (Gallego y Meléndez, 1997). El espesor de la unidad varía entre 100 y 200 m, y en la parte inferior presenta calizas y margocalizas interestratificadas, que forman una sucesión estratocreciente. Las secuencias menores desarrollan en los términos superiores estratos gruesos de calizas bioturbadas (*wackestone* a *packstone* de grano fino con filamentos y peloides), que contienen trazas abundantes de *Zoophycos*. En el O se reconocen dos secuencias principales, que corresponden respectivamente con Aaleniese-Bajociense inferior y Bajociense superior.

La base de la primera secuencia es una discontinuidad, que se localiza en límite entre el Jurásico Inferior y Medio. En el dominio marginal SO este límite está representado por un hiato que afecta la parte terminal de la Zona Aalensis del Toarciense y la base de la Zona Opalinum del Aaleniese (Fernández-López *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Canales *et al.*, 1993). Los depósitos aalenieses de la base de esta unidad comprenden una sucesión regular de facies entre *mudstone* y *wackestone*, estratificadas entre margas grises oscuras (parte superior de la Fm. Castillo Pedroso). El contenido fósil incluye ammonoideos, belemnites, braquiópodos, foraminíferos nodosariáceos y otros fragmentos bioclásticos. Esta unidad muestra un máximo de desarrollo (18 m) en el surco Polientes-Tudanca, donde parecen estar representadas todas las zonas del Aaleniese, a pesar de las numerosas discontinuidades de menor rango que se registran en forma de superficies ferruginizadas y niveles condensados y resedimentados (Fernández-López *et al.*, 1988; Canales *et al.*, 1993). A lo largo del margen SO el número de discontinuidades se incrementa mientras que la potencia de los

sedimentos se reduce hasta un espesor de 4 m. La parte superior de la unidad presenta un desarrollo de calizas en estratos gruesos de textura *mudstone* a *wackestone*, que contienen abundantes trazas de *Zoophycos*, bioclastos y filamentos (secciones de las conchas de pelecípodos pelágicos del género *Bositra*). Se reconocen montículos de espongiarios en las Zonas Sauzei y Humphriesianum (Fernández-López *et al.*, 1988).

La potencia total de la secuencia varía entre 70 m en el surco Polientes-Tudanca y 17 m en la zona SO, reflejando una subsidencia diferencial que se hace cada vez menos acusada en el desarrollo de la secuencia. La unidad evolucionó desde medios hemipelágicos, poco oxigenados de plataforma media-externa (Aalenense) a una plataforma pelágica (Bajociense), que culmina con el aumento acusado de la energía deposicional y reflejando una somerización en el techo de la secuencia (Zona Humphriesianum).

2.3.4 CONSIDERACIONES SOBRE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AALENIENSES EN LA CUENCA CATALANA

Los materiales del Jurásico Medio en la Cuenca Catalana forman una potente sucesión carbonática que sobrepasa los 350 m y que hacia el norte (área de Llaberia) y el noreste (Alto de Tarragona) muestra una reducción de espesores. La puesta al día de las unidades litoestratigráficas en uso, se encuentra en Fernández-López *et al.* (1996, 1998a).

En la zona nororiental de los márgenes Catalánides, a través de zonas que serían altos paleogeográficos como el Maestrazgo (Cordillera Ibérica Oriental) y Tarragona (Cordilleras Costero Catalanas), la Fm. Turmiel o está ausente o únicamente representada por una delgada secuencia dolomítica. Entre las áreas someras interpretadas, se desarrolló una plataforma externa carbonatada en el Toarciense inferior (Plataforma de Tortosa; Fernández-López *et al.* 1996, 1998a). Esta plataforma configuró un área bastante somera durante el Toarciense, con baja subsidencia, lo que se refleja en que los depósitos de esta edad comúnmente aparecen condensados o incompletos.

Los depósitos entre el Pliensbachense hasta el Toarciense inferior (calizas bioclásticas) de la Fm. Barahona están recubiertos por la Fm. Sant Blai (Fernández-López *et al.* 1996). Esta unidad tiene una potencia de unos 55 m en el corte tipo (término municipal de Tivissa en la provincia de Tarragona) y está constituida por calizas *mudstone-wackestones* bioclásticas, con niveles margosos y calcáreo-margosos intercalados. Por lo general se organizan estos materiales en secuencias estrato- y granocrecientes, de espesor métrico, excepto en la parte superior de esta formación en las regiones de Tivissa, Vandellòs y Llaberia, donde muestran la tendencia contraria. Los límites inferior y superior de la formación son netos, al estar relacionados con sustratos endurecidos, con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas. La base es diacrónica a escala de piso: en la localidad tipo los materiales corresponden al Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*). Este tramo inferior está representado en las regiones de Tivenys-Sierra de Cardó, Xerta-Pauils y Mont Caro-Alfara; en cambio está muy reducido o ausente en Llaberia y Cap de Salou, donde los materiales basales de la formación corresponden al Bajociense inferior.

Los materiales que constituyen la Fm. Sant Blai se agrupan en cinco unidades litoestratigráficas con el rango de miembro, que adquieren distinta potencia y que se distribuyen

geográficamente de forma variable en la Cuenca Catalana (Fernández-López *et al.* 1998a): Mb El Caracol, Mb. Alfara, Mb. Paüls, Mb. Tivenys y Mb. Salou.

En el área de Cap Salou, las Zonas Tenuicostatum y Serpentinus del Toarciense inferior, están representadas por la unidad inferior, el Mb. Caragol, que comprende un espesor variable (0-9 m) de margas y calizas. La parte superior del Toarciense superior está representada por el Mb. Alfara, que está compuesto por calizas con oolitos ferruginosos con una potencia de hasta 7 m. Por último, la parte superior de la sucesión (Mb. Paüls), de edad comprendida entre el Toarciense superior y el Aalenense inferior (Zona Opalinum), comprende un intervalo de calizas *wackestone* bioclásticas con una potencia entre 0-30 m, con nódulos de sílex y finas intercalaciones margosas.

En el estrecho de Beceite, los depósitos del Bajociense inferior son irregulares y discontinuos, y representan sucesiones de plataforma externa carbonatada, generalmente con potencias inferiores a los 10 m. Más hacia el este, en la Plataforma de Tortosa, este intervalo incluye los dos miembros superiores de la Fm. Sant Blai (Mb. Tivenys y Mb. Salou). El Mb. Tivenys muestra una distribución parcheada, reconociéndose en algunas zonas únicamente hasta 2 m de calizas *wackestone* con ooides fosfáticos y ferruginosos, normalmente asociados a niveles de removilización, que incluyen habitualmente lito- y bioclastos, así como asociaciones condensadas de ammonioideos que caracterizan las Zonas Concavum, Discites y Laeviuscula (Aalenense superior-Bajociense inferior). El Mb. Salou, en contraposición, comprende calizas *mudstone* y margas interestratificadas, y forma parte de las Zonas Propinquans y Humphresianum del Bajociense inferior, aunque su límite superior podría ser diacrónico a escala local. La secuencia en conjunto varía de forma notable desde menos de 1 m hasta más de 60 m (Fernández-López *et al.* 1998b).

En la plataforma de Tortosa, por encima de la Fm. Sant Blai está aparece la margosa Fm. Cardó, y las potentes calizas y dolomías de la Fm. La Tossa, que todas juntas oscilan desde el Bajociense superior hasta el Calloviense medio (Fernández-López *et al.* 1996, 1988a, b).

ANTECEDENTES SOBRE EL AALENIENSE

En la Tesis Doctoral de Ureta Gil (1985), existe una amplia recopilación de antecedentes regionales y bioestratigráficos del Aalenense en la Península Ibérica. Este apartado es una actualización de los diferentes trabajos que se han publicado a partir entonces, tratando de resaltar los más significativos.

3.1 EL AALENIENSE EN LA CORDILLERA IBÉRICA

Los trabajos realizados sobre materiales aalenenses a partir de la segunda mitad de la década de los ochenta del pasado siglo, son abundantes. Los trabajos de índole bioestratigráfica del Aalenense en la Península Ibérica, son diversos, pero primero nos centraremos en los que han sido realizados en la Cordillera Ibérica.

En el trabajo de Ureta Gil (1985) se estudió la estratigrafía de doce secciones de la Cordillera Ibérica Noroccidental y se realizó la identificación taxonómica de los géneros y especies de ammonioideos encontrados en ellas. Se realizó una biozonación mediante la distribución de ammonioideos identificando tres Zonas en el Aalenense (Opalinum, Murchisonae y Concavum), se identificaron una serie de irregularidades sedimentarias y se caracterizaron siete tipos de facies de acuerdo con la petrografía y el contenido paleontológico:

- Facies 1. Alternancia rítmica de calizas con textura *wackestone* bioclásticas gris claro, a veces nodulosas y margas grises, con predominio de los niveles calcáreos.
- Facies 2. Margas grises con finas intercalaciones de calizas con textura *mudstone*, con fósiles dispersos.
- Facies 3. Calizas con textura *packstone*-(*wackestone*) bioclásticas con frecuentes microfósiles, que suelen presentar resalte morfológico en campo.
- Facies 4. Alternancia regular de niveles finos de calizas de color gris claro con textura *mudstone* que apenas presentan fósiles y margas grises.
- Facies 5. Calizas con textura *wackestone* que presentan ooides ferruginosos, con un contenido variable de restos fósiles.
- Facies 6. Calizas con textura *mudstone* (localmente *packstone*) y margas con frecuentes fragmentos de esponjas, que contienen también intraclastos y otros restos fósiles.
- Facies 7. Alternancias de calizas con textura *wackestone* (*mudstone*) gris oscuro bioturbadas y margocalizas negras.

En el apartado paleontológico se identificaron dos superfamilias (Hildocerataceae y Stephanocerataceae), cinco familias (Hildoceratidae, Graphoceratidae, Sonninidae, Hammatoceratidae y Otoitidae), 19 géneros y 43 especies.

En el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica Ureta y Goy (1986) estudiaron la evolución sedimentaria y la bioestratigrafía en la sección de Talveila, identificando una serie de secuencias sedimentarias separadas por discontinuidades, caracterizadas por mostrar una polaridad creciente, comenzando por un nivel de removilización y terminando con una superficie de omisión y/o removilización. La amplitud temporal de las secuencias, que se consideran pequeñas variaciones eustáticas del nivel del mar dentro de un periodo supuestamente regresivo, como es el Aalenense, se estableció gracias a los datos bioestratigráficos obtenidos a partir de los ammonioideos. Las secuencias establecidas comprenden: Secuencia I: Zona Aalensis-Subzona Comptum *p.p.*; Secuencia

II: Subzona Comptum *p.p.*-techo Subzona Bradfordensis; Secuencia III: Subzona Concavum-Subzona Discites (?); Secuencia IV Subzona Discites (?)- probable Subzona Laeviuscula *p.p.*

Goy y Ureta (1987) caracterizaron las subzonas Opalinum y Comptum dentro de los sedimentos carbonatados -alternancias de margas y calizas micríticas- del Aalenense inferior (Zona Opalinum) en Fuentelsaz (Guadalajara) mediante la sucesión de Leioceratinae. Realizaron el estudio paleontológico de esta subfamilia, propusieron cambios sistemáticos a nivel específico y describieron ejemplos de dimorfismo. La Subzona Opalinum incluye ejemplares de *Leioceras opalinum* y *L. lineatum*, y la Subzona Comptum aparece caracterizada por *L. comptum* asociado con *L. paucisostatum* y *L. crassicostatum* en la parte inferior y superior respectivamente. Otras subfamilias identificadas en la serie incluyen Hammatoceratinae (*Bredya*, *Planammatoceras* y *Abbasites*) y Tmetoceratinae (*Tmetoceras*). La Subzona Opalinum en esta sección muestra un espesor de 1,5 m, equivalente a otras áreas del norte de la Cordillera Ibérica, mientras que la Subzona Comptum mide 17,5 m, mostrando el mayor desarrollo sedimentario en toda la Cordillera.

En el borde Nororiental de la Sierra de los Cameros, Ureta (1988) estudió la sección de Muro de Aguas, que presenta unas condiciones excepcionales para efectuar una bioestratigrafía detallada. Los materiales aalenenses del borde nororiental de la Sierra de los Cameros alcanzan espesores considerables, y están constituidos por alternancias de calizas con texturas *wackestone/mudstone* bioclásticos y margocalizas, característicos de ambientes neríticos, relativamente profundos y pobremente oxigenados (Ureta y Kälin, 1985). Este área contrasta con los materiales aalenenses que aparecen en áreas más suroccidentales dentro del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica, con espesores y caracteres litológico notablemente diferentes, que parecen indicar ambientes de deposición más someros y restringidos. Otra diferencia importante de estas áreas, es que muestran frecuentes discontinuidades sedimentarias y en el NE de la Sierra de los Cameros sólo se han detectado discontinuidades de cierta envergadura en el límite Toarciense-Aalenense que afectan por lo menos a la Subzona Opalinum. El alto número de asociaciones registradas permitió caracterizar con precisión todas las biozonas del Aalenense. La composición faunística de las asociaciones de ammonites aalenenses, a escala zonal, se caracteriza por un predominio muy acusado de los Graphoceratidae (88,2%) frente a los demás grupos: Hammatoceratidae (Hammatoceratinae) con 6,3%, Grammoceratinae (Tmetoceratinae) con 5% y los Sonninidae con 0,8%. Durante el Aalenense inferior los Leioceratinae son el grupo dominante tanto en diversidad morfológica, como en composición numérica, resultando notable la abundancia relativa del género *Tmetoceras*, que tiene ciertas afinidades submesogeas. Durante el Aalenense medio los Leioceratinos desaparecen, siendo sustituidos por los Graphoceratinae. También hacen su aparición en esta área los Hammoceratinae, de forma escasa y esporádica. Durante el Aalenense superior los Graphoceratinae aumentan su grado de representación, así como los Hammatoceratinae y aparecen los primeros representantes de los Soninidos. En conjunto, la composición faunística muestra claras afinidades subboreales. Durante este periodo las afinidades submesogeas son escasas, si bien parecen incrementarse hacia el final del Aalenense.

Las facies carbonatadas del Dogger de la región Talveila-Las Fraguas fueron estudiadas por Fernández-López *et al.* (1988), caracterizando secuencias estratigráficas y discontinuidades, correlacionables en todo el sector Meridional de la Sierra de la Demanda y otras regiones de la Cuenca Ibérica. En el Aalenense identificaron tres secuencias limitadas por discontinuidades (coincidentes con límites de biozonas) que presentan espesores progresivamente menores, y

polaridad regresiva. Corresponden con las biozonas de Opalinum, Murchisonae y Concavum, que están representadas por materiales con texturas *mudstone*, *wackestone* y *packstone* bioclásticos, depositados en condiciones de plataforma externa bien oxigenada, poco profunda, generalmente de baja energía y salinidad normal. Estas condiciones favorecieron el desarrollo de individuos planctónicos, nectónicos y endobentónicos, con un predominio en la parte superior del Aalenense a la aparición de restos de organismos sésiles frente a vágiles, en relación con el desarrollo de sustratos litificados. Así, se evidencia que en el Aalenense medio, y especialmente en el superior, el ambiente se hace cada vez más somero y restringido (presencia de conchas derivadas de ammonites y sustratos litificados). En la mayoría de los casos corresponden con secuencias de somerización. A las sucesivas discontinuidades aalenienses que delimitan las secuencias, les corresponden valores crecientes de amplitud bioestratigráfica a escala de biozona. Los materiales aalenienses se pueden integrar en una secuencia de orden superior que muestra una tendencia de aumento de base a techo de la energía hidrodinámica, del grado de confinamiento y de la presencia de *hard-grounds*. En este trabajo se hacen una serie de consideraciones sobre los oolitos ferruginosos que aparecen en la primera secuencia del Bajociense inferior. Los oolitos ferruginosos se formarían en condiciones de escasa o nula tasa de sedimentación, cementaciones tempranas, concentración de metalogenéticos y múltiples encostramientos, tras repetidos procesos de retrabajamiento sedimentario. Estos componentes se integraron en el registro estratigráfico a partir de la cronozona Laeviuscula, en la base de la nueva secuencia. Los fenómenos de removilización tuvieron lugar en condiciones marinas ya que los organismos incrustantes se desarrollaron sobre las partículas sedimentarias con valores batimétricos mínimos. Las denominadas facies de removilización poseen componentes que se generaron en diversos ambientes, que no tienen que coincidir necesariamente con el ambiente donde se formó la unidad litoestratigráfica. En el caso de Talveila, la formación del nivel con oolitos ferruginosos corresponde con la reanudación de la sedimentación en condiciones de plataforma externa restringida y somera, de salinidad normal, análogas a las de la Biozona Concavum.

García-Joral *et al.* (1990) realizaron el estudio de la distribución de especies de braquiópodos en la Cordillera Ibérica para el límite Toarciense-Aalenense, refiriendo que esta distribución estaba probablemente influenciada por el desarrollo de facies. Las consideraciones de índole bioestratigráfica que realizaron señalan que el límite Jurásico Inferior-Medio no parece ser un momento especialmente crítico en la distribución de este grupo. Las modificaciones más notables incluyen a la disminución de talla de algunas especies en la Zona Opalinum, que probablemente estuviese relacionada por un aumento local en la proporción de terrígenos en los niveles margosos (secciones de Fuentelsaz, provincia de Guadalajara, y Talveila y Hontoria del Pinar, provincia de Soria) frente a la presencia de individuos con talla normal en niveles calcáreos de igual edad (secciones de Villar de Cobeta, provincia de Guadalajara, y Bueña, provincia de Teruel). Los ambientes de sedimentación más terrígenos implicarían cierta inestabilidad en cuanto a la supervivencia de los braquiópodos, cuya respuesta adaptativa consistiría en heterocronías del desarrollo, considerándose estas modificaciones como variabilidad intraespecífica. Sin embargo, destacan que se evidencia una renovación faunística de este grupo antes de este límite, concretamente entre el Toarciense medio y superior. El siguiente cambio apreciable que identifican en las asociaciones de braquiópodos se produce entre las subzonas Aalensis y Buckmani del Toarciense superior, con la aparición de tres nuevas especies en secciones con litología margosa y de dos nuevas especies en las litologías menos margosas. Otro cambio apreciable se produce en la Subzona Comptum de la Zona Opalinum, con la aparición de tres especies de braquiópodos.

En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica Ureta *et al.* (1999) realizaron el estudio bioestratigráfico de la sección de Moyuela (provincia de Zaragoza). Esta sección constituye uno de los puntos dentro de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica donde los materiales del tránsito Jurásico Inferior-Medio muestran mayor desarrollo, constituyendo alternancias de margas y calizas que progresivamente aumentan el número de niveles carbonatados hacia techo de la sección. Las asociaciones de ammonoideos encontradas permitieron caracterizar las unidades bioestratigráficas reconocidas en otros puntos de la Cordillera Ibérica, indicando para el Toarciense superior y el Aalenense la existencia de un predominio de faunas noreuropeas, con escasas influencias mediterráneas. Estas asociaciones de ammonoideos han permitido identificar la existencia de una laguna estratigráfica en el límite Aalenense-Bajociense, cuya amplitud afecta al menos a la Biozona Concavum del Aalenense superior, aunque no descartan que pueda afectar a los materiales de la Biozona Bradfordensis. Los materiales que aparecen por encima de la discontinuidad contienen ammonoideos reelaborados pertenecientes a la Biozona Concavum, por lo que han sido atribuidos a la Biozona Discites del Bajociense inferior, si bien a falta de nuevos datos, no descartaron que pudieran incluso pertenecer a la Biozona Laeviuscula.

Goy y Ureta (1991), realizaron la revisión de la bioestratigrafía de ammonoideos de la sección de Fuentelsaz, incluyendo nuevos ejemplares, nuevas observaciones sobre los Hammatoceratinae y mostrando en detalle la asociación de ammonoideos de la Zona Aalensis del Toarciense superior, que permitieron caracterizar las subzonas Mactra, Aalensis y Buckmani. La alternancia de margas y calizas que compone la serie no presenta discontinuidades ni deformaciones estructurales. Los sedimentos se debieron depositar en un medio de baja energía y cierta profundidad, correspondiendo con una cuenca subsidiaria en una plataforma externa.

Goy *et al.* (1994), en el Tercer Congreso Internacional de Estratigrafía del Aalenense y Bajociense, celebrado en Marrakech (Marruecos) presentaron la sección de Fuentelsaz como un posible Estratotipo para la base del Aalenense. En este trabajo mostraron las características litológicas de la sección, así como las distribuciones bioestratigráficas de diversos grupos, como ammonoideos, braquiópodos, foraminíferos, ostrácodos y asociaciones de nannofósiles calcáreos.

Posteriormente Ohmert *et al.* (1996) presentaron las secciones de Wittnau (Alemania) y Fuentelsaz como ejemplos de series del tránsito Toarciense-Aalenense que pudiesen optar a convertirse en estratotipo de la base del Aalenense, teniendo que cumplir una serie de requisitos: una deposición continua de materiales, con poca influencia tectónica y diagenética, un buen registro magnetoestratigráfico y una sucesión de fósiles que permita una buena datación de la sección. Estas dos secciones cumplen la mayoría de estos requisitos y en este trabajo se exponen las características de cada candidatura. Las dos candidaturas fueron visitadas por miembros del AWG (*Aalenian Working Group*) en la reunión conjunta Nuévalos-Freiburg de 1996. Tras las votaciones que tuvieron lugar entre los miembros del AWG en 1997, la resolución definitiva para definir el GSSP tuvo lugar en el Congreso de Canadá en 1998.

Finalmente, el GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*) para la base del Aalenense fue ratificado por la IUGS (*Internacional Union of Geological Sciences*) en Fuentelsaz, como se expone en el trabajo de Cresta *et al.* (2001). La posición del límite coincide con la primera aparición de la asociación de ammonoideos caracterizada por *Leioceras opalinum* y *L. lineatum*, y corresponde con un intervalo de polaridad magnética normal. En base a las asociaciones de

ammonoideos, el piso Aalenense incluye cuatro Cronozonas Estándar Europeas, subdivididas en ocho Subzonas.

Posteriormente a la definición de la sección de Fuentelsaz como GSSP, se han llevado a cabo propuestas para la Conservación del estratotipo, como las que aparecen en el trabajo de Goy *et al.* (2004), enmarcándolas en el contexto legal correspondiente.

Por otra parte, el estratotipo del límite Aalenense-Bajociense, fue previamente definido en la sección de Murtinheira, Cabo Mondego (Portugal) y ratificado por la IUGS, apareciendo publicado en el trabajo de Pavia y Enay (1997). La posición del límite coincide con la aparición la asociación de ammonoideos caracterizada por *Hyperlioceras mundum* y especies relacionadas (*H. furcatum*, *Braunsina aspera* y *B. elegantula*), y corresponde casi exactamente con un cambio de polaridad magnética de inversa a normal.

García-Frank *et al.* (2004) realizaron un estudio sedimentológico y secuencial del límite Jurásico Inferior-Medio en la sección de Ciria (Sierra del Moncayo, provincia de Soria). El estudio de las asociaciones de ammonoideos permitió el reconocimiento de las zonas Aalensis, Opalinum, Murchisonae, Bradfordensis, Concavum y Discites. Se realizó una caracterización de las microfacies de los materiales desde el Toarciense superior hasta el Bajociense inferior identificando cinco tipos característicos para dicha sección. Los materiales estudiados consisten en alternancias calcáreo-margosas (Toarciense superior-Aalenense inferior) y calizas (Aalenense medio-Bajociense), que se estructuran en cinco secuencias de somerización limitadas por discontinuidades, cuyos límites coinciden con los límites de las unidades bioestratigráficas. Constataron un cambio sedimentario durante el intervalo estudiado: durante el Aalenense inferior se depositaron grandes potencias de sedimentos, con una importante influencia terrígena, frente a la reducción de las potencias de sedimentos desde el Aalenense medio hasta el Bajociense basal, más carbonatados, lo cual pone de manifiesto una progresiva disminución del incremento de la acomodación.

3.2 CONTEXTO REGIONAL DEL AALENIENSE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Existe una serie de trabajos, que integran los resultados de los análisis llevados a cabo en diversas áreas geográficas de la Península Ibérica y que bajo un punto de vista multidisciplinar, aportan una visión de conjunto de la sedimentación Aalenense. A continuación se recogen los que han resultado más significativos en el desarrollo de la presente Tesis Doctoral.

Mertmann (1986) recopiló los datos bioestratigráficos obtenidos a partir de las asociaciones de ammonites del sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica existentes hasta la fecha, así como la ubicación de un gran número de afloramientos aalenenses, y caracterizó nueve tipos de microfacies tras realizar análisis de microscopía en estos materiales. Este trabajo de síntesis se basó principalmente en los trabajos previos de Mensink (1966), Bulard (1972), Valladares (1976b; 1980), y la Tesis Doctoral de Soledad Ureta de 1983, que posteriormente fue publicada en el trabajo de Ureta Gil (1985). Una de las principales novedades de este trabajo consistió en una primera caracterización microscópica de las facies con partículas ferruginosas de la zona de estudio. Diferenció dos tipos de facies para los sedimentos con partículas ferruginizadas que aparecen en los materiales aalenenses de la Cordillera Ibérica Noroccidental, en función de los aloquímicos que las

componían: Facies con ooides ferruginosos (F6) y Facies con granos agregados ferruginizados (F7). El resto de facies identificadas no contienen partículas ferruginizadas y son las siguientes:

(F1) Facies biomicríticas, con dos subtipos: (F1.2) Facies micríticas con filamentos y (F1.3) Facies biomicríticas arenosas; (F2) Facies calcáreas peloidales; (F3) Facies calcáreas de granos agregados; (F4) Facies calcáreas de intraclastos; (F5) Facies calcáreas oncolíticas; (F8) Facies micrítica y (F9) Facies calcárea con esponjas, con dos subtipos: (F9.1) Facies espongiolíticas y (F9.2) Facies calcáreas tuberolíticas.

El estudio bioestratigráfico de los ammonites que caracterizan las últimas biozonas del Toarciense fue realizado por Goy y Ureta (1988) en la Sierra Norte de Mallorca, identificando varias especies de los géneros *Pleydellia* y *Cotteswoldia*, que permitieron el reconocimiento de las subzonas Mactra, Aalensis y Buckmani. Este estudio, a pesar de no estar realizado sobre afloramientos de la Cordillera Ibérica, es una referencia importante en la caracterización taxonómica de los géneros de ammonites asociados al tránsito Jurásico Inferior-Medio para su correlación con otras cuencas. Posteriormente Alvaro *et al.* (1989) caracterizaron las unidades litoestratigráficas de los materiales jurásicos de la Isla de Mallorca y describieron el contenido fósil (ammonites, braquiópodos y microfósiles) que identificaron en ellas.

Entre los trabajos de síntesis de varias disciplinas cabe destacar el estudio de Goy y Ureta (1990), donde se analizan las variaciones en la distribución espacial y temporal de más de cincuenta columnas estratigráficas situadas en el ámbito de la Cordillera Ibérica. Se caracterizaron las biozonas Opalinum, Murchisonae y Concavum, obteniéndose la distribución bioestratigráfica de los géneros y especies identificados en la Cordillera Ibérica respecto a las subzonas establecidas. Las litologías descritas son ordenadas en tres secuencias sedimentarias principales, limitadas por discontinuidades de carácter regional, que se localizan en el tránsito Toarciense-Aalenense, en la parte superior de la Biozona Opalinum, en el tránsito entre las biozonas Murchisonae-Concavum y en el tránsito Aalenense-Bajociense. La evolución de la cuenca durante el Aalenense se estableció mediante la presencia/ausencia de estas secuencias en las diferentes áreas, que estuvieron controladas posiblemente por factores tectónicos. Los autores propusieron un cambio de polaridad sedimentaria en la cuenca a partir de la Biozona Opalinum, consecuente con la notable influencia mediterránea que muestran las asociaciones de ammonites en la parte meridional de la Rama Castellana a partir de la Biozona Murchisonae.

Fernández-López y Gómez (1990a) describen los materiales Aalenienses y Bajocienses del Sector Central de la Cordillera Ibérica, reconociendo procesos de karstificación y evidencias de emersión (grietas de desecación) en éstos. Describen las facies que reconocen en este intervalo y realizan interpretaciones paleocológicas y paleogeográficas.

Goy *et al.* (1991) estudiaron los especímenes de Hammatoceratinae procedentes de dos ámbitos paleogeográficos diferentes, las cuencas Cantábrica e Ibérica, identificando cuatro momentos principales con registro de estos ammonites en el Aalenense. En la Cordillera Ibérica los Hammatoceratinae son poco frecuentes y aparecen de forma discontinua en las secciones aalenienses, restringiéndose a niveles estratigráficos específicos, normalmente representados por la misma especie. A pesar de no ser marcadores bioestratigráficos de gran precisión a una escala regional, permiten el establecimiento de correlaciones con el Dominio del Sur del Tethys, donde los Graphoceratidae son escasos. En las secciones de la Cuenca Cantábrica los Hammatoceratinae son

especialmente frecuentes en la Subzona Limitatum (Sección de Santa Mera) y en las subzonas Opalinum, Bradfordensis y Limitatum (sección de San Andrés). En el Sector Septentrional de la Cuenca Ibérica (sección de Muro de Aguas) los Hammatoceratinae son relativamente frecuentes en las zonas Murchisonae y Concavum, pero no han sido identificados en la Zona Opalinum, en contraste con localidades cercanas. En el sur (sección de Ribarroja) los Hammatoceratinae aparecen en las zonas Murchisonae y Concavum.

Goy y Ureta (1994) mostraron los resultados obtenidos en la sucesión bioestratigráfica de los materiales aalenenses en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Realizaron estudios bioestratigráficos y señalaron las discontinuidades más importantes. Evidenciaron un incremento de la energía del medio en los materiales datados como Aalenense inferior y medio (Zonas Opalinum y Murchisonae) y evidenciaron un cambio en la dinámica sedimentaria, más margosa, a partir del Aalenense medio (Zona Bradfordensis), condiciones que continuaron durante el Aalenense superior (Zona Concavum).

En el trabajo de Henriques *et al.* (1996) se presentó un esquema zonal basado en la distribución de ammonites para el Aalenense de las Cuencas Bética, Lusitánica e Ibérica. Se reconocieron la Zona Opalinum (subzonas Opalinum y Comptum), la Zona Murchisonae, (subzonas Haugi y Murchisonae), la Zona Bradfordensis (subzonas Bradfordensis y Gigantea) y la Zona Concavum (subzonas Concavum y Limitatum). Las diversas asociaciones de ammonites incluyen tanto taxones de origen noreuropeo (Leioceratinae, Graphoceratinae), como mediterráneas (Hammatoceratinae, Grammoceratinae y Erycitidae), que permiten correlaciones precisas del Aalenense de la Península Ibérica con el de otras áreas. Este esquema zonal será el que usaremos de referencia en el desarrollo de esta Tesis Doctoral.

Ureta y Goy (1997) realizaron estudios bioestratigráficos en dos secciones representativas del Aalenense en la Cuenca Vasco-Cantábrica occidental (San Miguel de Aguayo y Pujayo). Reconocieron las Zonas Opalinum, Murchisonae, Bradfordensis y Concavum, y describen el desarrollo de los materiales.

Fernández-López (1997a) realizó estudios de estratigrafía secuencial en la sucesión del Jurásico Medio de la Cuenca Ibérica Oriental. La combinación de los análisis de facies, junto con las características taxonómicas de las asociaciones de ammonoideos en las zonas de plataforma externa permitió el reconocimiento de cuatro ciclos sedimentarios de profundización-somerización principales, limitados por discontinuidades importantes y extensamente reconocibles en toda la parte oriental de la Cuenca Ibérica. La primera de las secuencias del Jurásico Medio abarca el intervalo Aalenense-Bajociense inferior, apareciendo inmediatamente por encima de la discontinuidad que se aproxima al límite Jurásico Inferior-Medio. El conjunto de esta secuencia representa de forma generalizada un proceso de profundización que es seguido por un evento de somerización en la parte alta de la Zona Humphresianum. El registro estratigráfico de este intervalo es generalmente irregular, disperso y discontinuo. En particular, el registro del límite entre el Aalenense y el Bajociense inferior (Zonas Discites y Laeviuscula) contiene lagunas estratigráficas que muestran un desarrollo muy diferente en distintas partes de la cuenca. Estas discontinuidades pueden estar asociadas a niveles condensados que contienen ooides ferruginizados y fosfatados, y que podrían representar eventos de exposición subaérea, como se ha demostrado en la Sierra de Albarracín, al oeste de Teruel (Fernández-López y Gómez 1990a,c). La potencia media de los sedimentos para este

intervalo varía entre 5-20 m. Más hacia el norte de la falla de Noguera-Aguatón, las Zonas Opalinum y Murchisonae (*p.p.*) están normalmente bien desarrolladas, mientras que las Zonas Bradfordensis y Concavum, así como las Zonas del Bajociense basal Discites y Laeviuscula, están por lo general incompletas o incluso ausentes (Fernández-López y Gómez 1990c). En Sierra Menara (sección Pozuel-El Pedregal) y en áreas orientales (Obón-Montalván), los sedimentos del Aalenense medio y superior, están prácticamente ausentes. Sin embargo, en otra áreas, como Aguilón-Belchite (al sur de Zaragoza), Aguatón (en Sierra Palomera), Moscardón (Sierra de Albarracín) y en los alrededores de Valencia (en Chelva y Domeño), el Aalenense está representado por uno o varios horizontes irregulares de removilización, que contienen ooides fosfáticos y ferruginosos. En el área de Lécera-Moyuela, al sur de Zaragoza, las zonas Murchisonae y Bradfordensis, del Aalenense Medio, están representadas por una secuencia condensada (1.8 m de potencia).

Fernández-López *et al.* (1999) estudiaron los especímenes de *Tmetoceras* del Aalenense de la Península Ibérica, que son típicos de cuencas de plataforma (*shelfal basin*), situadas en la plataforma continental con medios que indican condiciones marinas abiertas, frente a otros grupos típicos de plataformas epicontinentales, situadas en áreas cratónicas inundadas por aguas someras. En este trabajo se propone la existencia de un evento de radiación adaptativa en el Tethys Occidental durante los biocrones Opalinum-Murchisonae. La dispersión biogeográfica de dos especies de *Tmetoceras* (*T. scissum* y *T. regleyi*) y la llegada de inmigrantes en las plataformas epicontinentales de Iberia, fue favorecida por la subida relativa del nivel del mar que tuvo lugar en los biocrones Opalinum y Bradfordensis. Las bajadas relativas del nivel del mar asociadas a los biocrones Murchisonae y Concavum, restringieron la llegada de conchas de *Tmetoceras* desde las cuencas de plataforma a las plataformas epicontinentales. La cuenca Ibérica no fue una ruta activa de migración epicontinental para los *Tmetoceras* aalenenses. El provincialismo de los ammonites en el Aalenense en Iberia debió estar controlado latitudinalmente por factores ambientales, como la temperatura, ya que la diversidad de faunas de ammonites decrece hacia las áreas septentrionales.

Sandoval y Chandler (2000) realizaron un estudio comparativo de las especies de *Euhoploceras* encontradas en las localidades inglesas de Dorset y Somerset, con las que aparecen en la Cordillera Bética. Este género aparece desde los últimos niveles del Aalenense superior (Zona Concavum, Subzona Limitatum) hasta el Bajociense inferior (Zona Laeviuscula). La mayor diferencia que muestran los ammonoideos de ambos lugares es el tamaño de las conchas, siendo mayores en los ejemplares ingleses. Esta diferencia de tamaño podría estar relacionada por variaciones en las condiciones paleoecológicas y paleogeográficas. Uno de los parámetros propuestos para explicar esta diferencia es la disponibilidad de nutrientes, que influyen en la talla de los ejemplares. Suponen que existió una mayor cantidad de nutrientes en medios someros de plataforma (o en áreas epicontinentales), donde se depositaron los materiales ingleses, que en las áreas de cuenca oceánica del Tethys, donde aparecen los ejemplares españoles.

Goy *et al.* (2000) y Sandoval *et al.* (2001) realizaron estudios detallados del tránsito Toarciense-Aalenense en tres de las cuencas principales de la Península Ibérica, la Cordillera Ibérica (sección de Fuentelsaz, sector Central de la Cordillera Ibérica, Rama Castellana, sección de Moyuela sector Central de la Cordillera Ibérica, Rama Aragonesa), la Cuenca Lusitánica (sección de São Gião, cerca de Coimbra) y la Cordillera Bética (secciones del área de Cerro Méndez, provincias de Jaén y Granada y Sierra de Ricote, provincia de Murcia, en el subdominio Subbético Medio). Concluyeron que la transición Lias/Dogger en todas las cuencas muestra litofacies similares (ritmitas

de margas y calizas/calizas margosas) y que las asociaciones de ammonoideos permiten reconocer la totalidad de las zonas Aalensis (Toarciense superior) y Opalinum (Aalenense inferior). Estas asociaciones son bastante parecidas en las tres cuencas: los Grammoceratinae (*Pleydellia* y *Cotteswoldia* principalmente) son los elementos dominantes en el Toarciense superior, mientras que los Leioceratinae (*Leioceras* y *Cypholloceras*) los son en el Aalenense inferior, aunque en el Subbético, el único Dominio Mediterráneo, son también abundantes los *Tmetoceras* y los phyllocerátidos y los lytocerátidos. En las tres cuencas el límite inferior del Aalenense se caracteriza por la primera aparición de *Leioceras*, que es casi simultánea con la primera aparición de *Tmetoceras*. En la Cordillera Ibérica, así como en la Cuenca Lusitánica, los últimos representantes de *Pleydellia* y *Catullocceras* coinciden con los primeros representantes de *Leioceras* (*L. opalinum* y *L. lineatum*), mientras que en el Subbético no encontraron en los mismos niveles *Pleydellia*, *Leioceras/Catullocceras* y *Tmetoceras*.

Sandoval *et al.* (2002) estudiaron el reemplazamiento en las asociaciones de ammonoideos provenientes de diversas cuencas del Tethys Occidental relacionándolo con los eventos eustáticos registrados en el intervalo Toarciense-Bajociense inferior. Correlacionan los eventos de productividad en ammonoideos con intervalos transgresivos y los de mortalidad con intervalos regresivos y límites de secuencia. Los eventos de reemplazamiento más importantes los localizan en el Toarciense medio (Zona Bifrons), en el límite Toarciense medio-superior (Zonas Bifrons-Garantiana), límite Toarciense-Aalenense (Zonas Aalensis-Opalinum), entre el techo del Aalenense medio y el inicio del Bajociense inferior (Subonas Bradfordensis-Walkeri), en el Bajociense inferior (Zonas Discites-Laeviuscula y Propinquans-Humphriesianum), así como en la transición Bajociense inferior-superior (Zonas Humphriesianum-Niortense). Se propone que los cambios climáticos sean el posible evento ambiental que afecte a estos reemplazamientos faunísticos, ya que los cambios eustáticos están afectados por los cambios acusados de la temperatura, así como por la actividad tectónica.

Aurell *et al.* (2003) realizaron una correlación entre diferentes cuencas de la Península Ibérica (Cuencas en Asturias, Vasco-Cantábrica e Ibérica) durante el Jurásico y el análisis de los ciclos mayores transgresivos-regresivos limitados por discontinuidades, identificando tres ciclos principales de primer orden, compuestos por cuatro de segundo orden respectivamente. Propusieron que las variaciones entre las distintas cuencas podrían estar relacionadas con el contexto tectónico local o regional, al ver que existía variación en la duración y el número de ciclos entre estas cuencas y otras de los ámbitos boreales y tethysicos.

Quesada *et al.* (2005) estudiaron los materiales del Jurásico Inferior de la Cuenca Vasco-Cantábrica mediante un análisis multidisciplinar (estratigráfico, sedimentológico, geoquímico y secuencial). Documentaron el ahogamiento y retroceso de una rampa carbonatada epicontinental. Identificaron un ciclo mayor transgresivo-regresivo, formado por seis ciclos de facies. Interpretaron un estadio de subsidencia térmica asociado a una transgresión generalizada durante el Jurásico Inferior en esta zona.

3.3 EL AALENIENSE DE OTRAS CUENCAS EUROPEAS

Los materiales Aalenenses depositados en otras cuencas europeas muestran una amplia variedad de facies, tanto carbonatadas, como terrígenas, cercanas a áreas emergidas o depositadas en

zonas más distales y/o profundas. Algunos de estos materiales muestran características similares a los que encontramos en la Cordillera Ibérica Septentrional, como son los que aparecen reflejados en los trabajos de Teyssen (1984), que describe las “Facies Minette” del Aalenense de Francia y Bélgica, que presentan ooides ferruginosos, el estudio de Gehring (1990), realizado sobre los materiales aalenienses del *Northampton Ironstone* en la zona oriental de Inglaterra, donde los análisis mineralógicos y químicos de las fases minerales con hierro le permitieron caracterizar el medio diagenético de formación de estas, el trabajo de Burkhalter (1995), que realiza una caracterización de las discontinuidades de los materiales con ooides ferruginosos del Aalenense de las Montañas del Jura en Suiza, o el trabajo de Wetzel y Allia (2003) donde se estudia la arquitectura estratigráfica de los materiales aalenienses en el norte de Suiza.

Otros trabajos interdisciplinares relacionados con materiales del Aalenense son los de Tyszká (1994, 2001), que estudia las asociaciones de microfósiles (principalmente foraminíferos bentónicos) que aparecen en facies margosas del límite Toarciense-Aalenense de los Cárpatos y con ellos realiza estimaciones de las condiciones de oxigenación y paleobatimetría, o el de Morgans y Hesselbo (1999) que se centra en las implicaciones paleoambientales basadas en el estudio de floras fósiles en el Jurásico Medio de Inglaterra (Fm. *Cleveland Ironstone*, Fm. *Dogger* y Grupo *Ravenscar*, en la Cuenca de Cleveland), evidenciando un periodo climático de cierta aridez. En el estudio realizado por Hesselbo y Coe (2000) se describen las facies del Jurásico de las Hébridas (Escocia), y para el Aalenense en concreto, se exponen los distintos medios sedimentarios y las secuencias identificadas en el grupo *Bearreraig Sandstone* (Aalenense-Bajociense superior) definido en las islas de Raasay y Skye, que varían entre medios relativamente distales hasta medios con influencia mareal. Hesselbo *et al.* (2003) analizaron la variación de isótopos de carbono en el Grupo *Ravenscar*, e identifican una excursión significativa hacia valores del isótopo ligero en el límite Aalenense-Bajociense. Compararon sus análisis realizados sobre madera fósil (indicativa de medio continental) con los patrones isotópicos obtenidos en carbonatos marinos (en concreto los análisis realizados sobre belemnites en las Hébridas escocesas y en calizas pelágicas de Italia), comprobando que existe una similitud, que interpretaron como una señal isotópica reflejo de un fenómeno global, que podría representar un cambio hacia condiciones más húmedas en el Bajociense inferior. Paradójicamente las asociaciones de flora que encontraron en los materiales del límite, muestran características de adaptaciones a condiciones de mayor aridez o salinidad (floras xeromórficas).

METODOLOGÍA DE TRABAJO

4.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La primera fase de este estudio ha consistido en realizar una recopilación de la bibliografía regional del Aalenense del Sector Septentrional de la Cuenca Ibérica, para llevar a cabo el reconocimiento de las secciones previamente conocidas, así como la localización de otras nuevas con el fin de efectuar el levantamiento de columnas estratigráficas. Por otra parte se ha recopilado información bibliográfica de otras cuencas de edad equivalente en otras partes de la Península Ibérica y del contexto paleogeográfico europeo, para poder entender las posibles relaciones tectono-sedimentarias del Aalenense. Simultáneamente, y durante gran parte de la realización de este estudio, se ha realizado una revisión bibliográfica temática, enfocada a determinados aspectos que se han tratado en los diversos capítulos de este estudio. Se ha centrado principalmente en la bibliografía concerniente a las partículas con cubiertas ferruginizadas, así como a diversos aspectos geoquímicos, biosedimentarios, paleoecológicos y tafonómicos.

4.2 CAMPAÑAS DE PROSPECCIÓN

Una vez recopilados los datos referidos a la localización de secciones que ya estaban previamente descritas en la bibliografía, se ha realizado una revisión cartográfica de las diferentes bandas de afloramientos jurásicos en el área de estudio para la localización de secciones inéditas. Se han realizado diversas campañas de prospección para familiarizarse con el desarrollo de los materiales aalenenses previamente citados, así como para evaluar la potencialidad de estudio de las secciones inéditas.

4.3 LEVANTAMIENTO DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la fase siguiente se ha procedido a la ubicación o posicionamiento geográfico de cada sección, utilizando un GPS y se han fotografiado las características más destacables de estas. El estudio estratigráfico se ha realizado nivel a nivel, incluyendo en la columna toda la información obtenida en la mayor extensión posible del afloramiento. Se ha llevado a cabo el reconocimiento, separación, numeración y medida del espesor de los distintos niveles estratigráficos en cada columna, diferenciando tramos litológicos con los niveles que presentaban características comunes. Se ha procedido simultáneamente a la descripción de las características macroscópicas de la litología, del contenido paleontológico y su estado de conservación tafonómica, de las estructuras biogénicas y sedimentarias, así como de las discontinuidades observadas. Paralelamente, se ha efectuado un muestreo litológico de los tramos previamente reconocidos, recogiendo sistemáticamente muestras de la base, la parte media y el techo de cada tramo identificado. Estas muestras han sido utilizadas para diversos análisis, entre los que se incluyen la elaboración de láminas delgadas y levigados para estudios petrográficos y geoquímicos, y la realización de secciones pulidas de estructuras biogénicas y de niveles de discontinuidades, para su posterior estudio paleoecológico y tafonómico. También se ha realizado un muestreo paleontológico nivel a nivel para poder establecer una bioestratigrafía de detalle de las series, con el fin de correlacionarlas con un alto grado de resolución. Toda la información recopilada en el campo ha sido transcrita en un ordenador y redibujada digitalmente, mediante el programa informático *Corel Draw*.

4.4 TÉCNICAS UTILIZADAS PARA EL TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS

Las técnicas de tratamiento utilizadas en las muestras recogidas se han establecido en función del tipo de estudio requerido. Se han diferenciado tres tipos de estudios principales: estudios de microscopía, estudios geoquímicos y estudios paleontológicos.

4.4.1.- ESTUDIOS DE MICROSCOPIA

Se han llevado a cabo con objeto de caracterizar las microfacies de los materiales aalenenses, y para profundizar en el conocimiento de las partículas con cubiertas ferruginizadas. Para su realización se ha procedido a la elaboración de distintos tipos de láminas petrográficas (láminas delgadas y láminas ultrafinas) y a la preparación de muestras para su estudio en el microscopio electrónico de barrido o SEM (*Scanning Electronic Microscope*). Existe un gran número de manuales que reflejan las diferentes técnicas de preparación de láminas delgadas, entre ellos el trabajo de Tucker (1988) o el Green (2001). Hay que resaltar el hecho que en función de qué característica se pretenda resaltar en el estudio de microscopía, el trabajo de laboratorio va evolucionando hasta conseguir la resolución necesaria, que también depende de las disponibilidades de cada centro. Por ello, muchas veces se pueden modificar las técnicas propuestas en los manuales y adaptarlas a la necesidad del estudio.

Se han realizado un total de 475 láminas delgadas de grosor estándar (30 μm) en el laboratorio de preparación de láminas delgadas del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM. Para ello cada muestra ha sido cortada en pastillas y se han elaborado uno o varios tacos de 2,5 x 3,5 x 1,5 cm. Éstos han sido desbastados sucesivamente con carborundo de grano 600 y 1000 respectivamente. Posteriormente se han pegado los tacos a cristales del tamaño adecuado. Transcurrido el tiempo de secado del pegamento se han cortado las láminas hasta un tamaño de unas 100 μm y se han rebajado hasta un espesor de unas 60 μm con la corona de diamante. Finalmente se han rebajado las láminas manualmente con carborundo de grano 800 y 1000 hasta alcanzar el espesor estándar de 30 μm y se han pulido con alúmina 0,3.

Paralelamente, se ha seleccionado un grupo de 10 muestras para la elaboración de láminas ultrafinas (10 μm). El proceso es idéntico al anteriormente descrito, con las siguientes salvedades: previamente a pegar los tacos al cristal, se ha pulido cada uno de ellos con alúmina 0,3 para conseguir un pulido a doble cara y se ha rebajado el espesor de la lámina a unas 20 μm , para conseguir un espesor final de 10 μm .

Para realizar la descripción de las microfacies de estas láminas delgadas se han elaborado unas fichas tipo (Fig. 4.1) donde se ha recogido la información referente a la textura que presentan, el tipo de aloquímicos y ortoquímicos, su proporción relativa, la mineralogía, los procesos tafonómicos y diagenéticos que afectaban a los aloquímicos y los ortoquímicos, entre otras observaciones.

Análisis Microfacies Rocas Carbonatadas						Fecha:	
CLASIFICACIÓN		Muestra		Localidad	Edad		
Dunham							
Folk							
SMF Wilson							
Asociación de Facies							
Estructuras				Diagenéticas			
Textura							
Deposicional		Procesos Diagenéticos					
Aloquímicos (%)	Ortoquímicos (%)	Otros (Tipo y %)	Recristalización	Dolomitización			
No esqueléticos	Marcacimento	C. Extraoculares	Tamaño de los cristales				
Oolitos	Tipos Cemento	Extraclastos	Forma de los cristales	Dedolomitización			
Peloides		Terrigenos	Fábrica	Reemplazamiento			
Estromatolitos		M. Autigénicos		Mineralogía		Tamaño y forma	
Intraclastos				Disolución			
Esqueléticos			Presencia de fentinas	Cementación		Compactación	
Otros							
Textura							
Tamaño	Redondez						
Forma	Fragmentación						
Selección	Otros						
Relación Aloquímicos/Pasteo/Ortoquímicos							
Ambiente Depositional							
Evolución Diagenética							
Observaciones							
ESQUEMAS							

Análisis Tafonómico						Fecha:	
Microfacies		Muestra		Localidad	Edad		
Fósiles (Estado mecánico de conservación)							
Mecanismos Tafonómicos							
Biodegradación-descomposición							
Maceración							
Entosamiento							
Bioerosión							
Abrasión							
Disolución							
Relleno sedimentario							
Cementación de cavidades							
Mineralización							
Carbonización							
Distorsión y deformación mecánicas							
Neomorfosis y desplazamientos diagenéticos							
Evolución Tafonómica							
ESQUEMAS							

Figura 4.1. Fichas utilizadas para el estudio de las láminas delgadas.

Respecto a las partículas con cubiertas ferruginizadas, se han seleccionado 9 láminas delgadas del total, para su estudio en el Microscopio electrónico de barrido (JEOL, mod. JSM-6400) del Centro de Microscopía Electrónica “Luis Bru”, en la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Complutense de Madrid. Esta técnica consiste en exponer una muestra a una columna de electrones en un sistema al vacío. El registro de las interacciones de los electrones con las muestra crean una imagen que permite visualizar en la superficie rasgos extremadamente detallados.

Las láminas delgadas han sido sometidas previamente a un proceso de metalización con grafito, por no ser materiales conductores de electricidad. Posteriormente se ha llevado a cabo la observación de las muestras y el fotografiado de las características más relevantes identificadas, así como mediciones semicuantitativas de la composición de algunos componentes de la muestra. También han sido objeto de estudio por parte de esta técnica una serie de levigados de partículas ferruginizadas. Estas partículas han sido extraídas de las muestras de roca mediante métodos físicos (morteros), triadas y posteriormente fragmentadas para poder observar su estructura interna. A continuación fueron montadas en cilindros metálicos cubiertos por una sustancia pegajosa que adhirió las partículas a la superficie del cilindro manteniéndolas fijas. El proceso de metalización en este caso se llevó a cabo con oro. El estudio de materiales en dos y tres dimensiones respectivamente por medio de esta técnica permite una mayor información de la estructura interna de las partículas. En el trabajo de González *et al.* (1991) se resumen las diversas aplicaciones de esta técnica.

Un gran número de láminas delgadas y levigados estudiados tanto mediante microscopía óptica, como electrónica, han sido fotografiados mediante cámaras digitales adaptadas a los microscopios para su ilustración en láminas y figuras. Estas fotografías han sido tratadas con los programas informáticos *Adobe Photoshop* y *Corel Draw* antes de incluirlas en el texto.

4.4.2.- ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

Con objeto de obtener información sobre la composición mineralógica de las partículas con cubiertas ferruginizadas, se han llevado a cabo una serie de análisis geoquímicos en determinados niveles que las contienen. Para la realización de las técnicas de difracción de rayos X y de Fusión-ICP, se han realizado preparaciones especiales de las muestras. A continuación se explican las consideraciones teóricas fundamentales de estas técnicas de forma muy resumida y simplificada, ya que existen numerosos manuales de consulta. Uno de los trabajos que resumen las principales características del método de difracción de rayos X aplicado a las arcillas es el de Moore y Reynolds (1997). Con respecto a los elementos de las tierras raras, el manual de Henderson (1984) es una obra general sobre los elementos de las tierras raras, y el trabajo de Fryer (1983) muestra la aplicación de este tipo de análisis en materiales con partículas con cubiertas ferruginizadas. La figura 4.2 muestra de forma esquemática los diferentes pasos o etapas que han sido llevados a cabo para la preparación de las muestras para los análisis químicos. En los apartados referidos a cada técnica se especifican las cantidades necesarias, o el tamaño adecuado de las partículas para cada método.

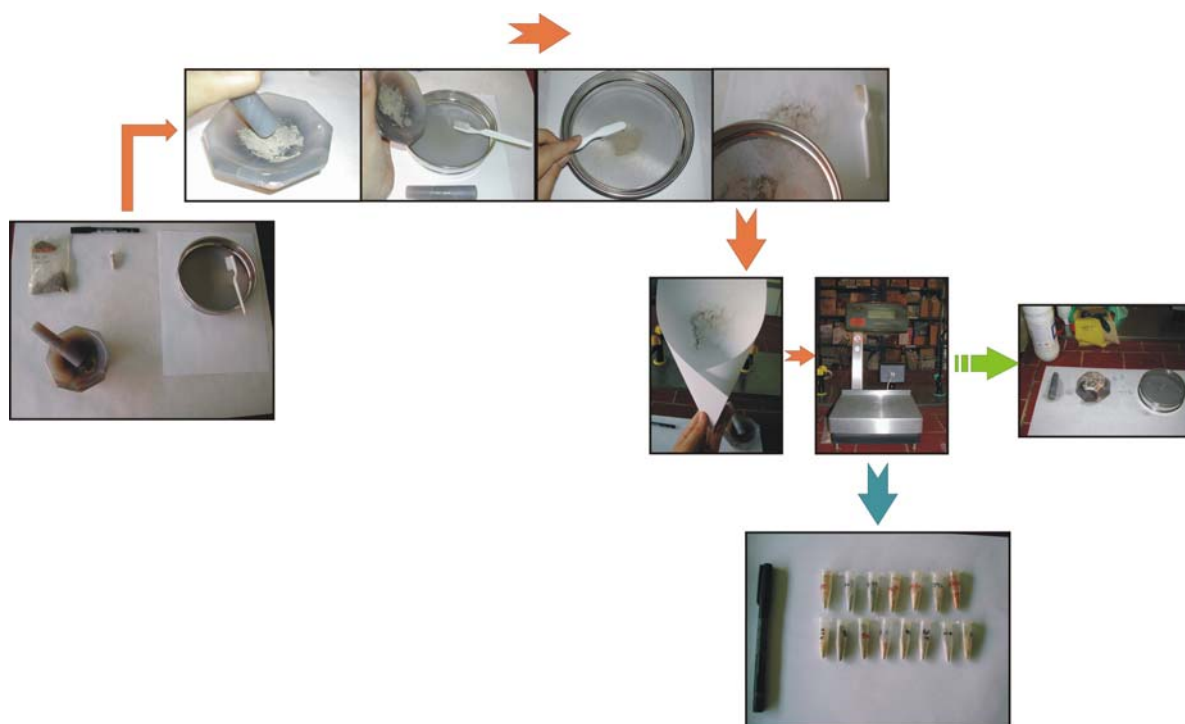


Figura 4.2. Representación esquemática de las etapas comunes seguidas durante la preparación de las muestras para realizar los análisis geoquímicos (rayos X e ICP). Las especificaciones para cada método se citan en el apartado correspondiente del texto. Estas etapas comunes consisten en machacar la muestra con mortero de ágata, tamizarla, recoger el polvo hasta conseguir una cantidad representativa, lavar cuidadosamente el material entre la preparación de cada muestra y almacenar adecuadamente las muestras para su posterior análisis.

4.4.2.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

La aplicación fundamental de la difracción de rayos X es la identificación cualitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina. La difracción está basada en las interferencias ópticas que se producen cuando una radiación monocromática atraviesa una rendija de espesor comparable a la longitud de onda de la radiación.

El aparato que realiza este tipo de análisis se denomina difractómetro de polvo. El registro gráfico o difractograma, consiste en una serie de picos distribuidos en función de los valores angulares 2θ , que corresponden a las reflexiones que representan. Las alturas de estos picos (más concretamente sus áreas) constituyen medidas representativas de las intensidades de las reflexiones. Para la identificación de fases cristalinas, se utiliza el denominado método de polvo cristalino: en esta técnica se usan preparados de muestras molidas y tamizadas con un tamaño inferior de $53\ \mu\text{m}$. La muestra pulverizada se deposita sobre un portamuestras, evitando, en lo posible, la orientación preferente de los cristallitos. La identificación de una fase cristalina por este método se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X que le es característico. Así, en una mezcla, cada una de las sustancias que la componen da lugar a un diagrama propio y característico. El diagrama global corresponderá al conjunto acumulado de diagramas que se habrían obtenido de cada una de las fases minerales por separado. Estos diagramas están coleccionados en fichas, libros y bases de datos JCPDS (*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*) y agrupados en índices de compuestos orgánicos, inorgánicos y minerales. Se trata, por lo tanto, de encontrar el mejor ajuste del diagrama problema con uno de los coleccionados. Para la identificación de fases puede utilizarse el fichero Hanawalt o las fichas ASTM (*American Society for Testing Materials*).

En un diagrama de difracción de rayos X los picos que aparecen corresponden a reflexiones producidas por planos reticulares que cumplen la ley de Bragg ($2d\sin\theta=n\lambda$, donde d =espaciado reticular; θ =ángulo de incidencia medido a partir del plano; n =número entero; λ =longitud de onda de la radiación incidente). Cada uno de estos planos tiene un espaciado (d) característico. Para conocer este espaciado es necesario averiguar el ángulo θ . En la escala inferior del diagrama se recoge el ángulo 2θ , por lo que puede calcularse sin dificultad el valor de d para cada efecto de difracción (pico).

Se han realizado 16 análisis de difracción de rayos X en el Difractómetro de rayos X Siemens Kristalloflex 810 del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM. La preparación previa de las muestras analizadas consistió en la separación mecánica de las partículas ferruginizadas de la matriz carbonática. Posteriormente se triaron estas partículas ferruginizadas hasta conseguir 0,5 gramos de muestra, que fueron molidas en un mortero de ágata, para evitar la contaminación de elementos metálicos. Se procedió al tamizado del polvo a un tamaño $< 53\ \mu\text{m}$ y se almacenó en microtubos hasta su montaje en un portamuestras de aluminio para introducirlo en el difractómetro.

4.4.2.2. FUSIÓN-ICP: ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TIERRAS RARAS

Con el fin de determinar la identificación cuantitativa de los elementos mayores, menores y traza que componen las partículas con cubiertas ferruginizadas, se han realizado análisis de espectroscopía de masas, que consisten en fusionar los materiales para determinar su cantidad en la muestra. La técnica más agresiva de fusión se realiza con metaborato/tetraborato de litio. La mezcla resultante se disuelve en una solución de baja concentración de ácido nítrico. El proceso de fusión asegura que la totalidad de la muestra se disuelva. Este tipo de ataque es el único que permite que los principales tipos de óxidos, incluyendo SiO_2 , tierras raras y otros elementos con fuertes enlaces sean puestos en solución. La técnica de fusión que ha sido seleccionada se denomina ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* o Espectrometría de Masas de Plasma de Acoplamiento Inductivo). Mediante esta técnica es posible determinar de forma cuantitativa la mayoría de los elementos de la tabla periódica a niveles de elementos traza y tierras raras, partiendo de muestras en disolución acuosa. La técnica es capaz de determinar la concentración de más de 70 elementos en cada análisis. El límite de detección de la mayoría de los elementos en solución está dentro del rango de las partes por billón (ppb), e incluso de las partes por trillón (ppt).

Los análisis químicos fueron realizados por los laboratorios Actlabs (Canadá), incluyendo elementos mayores (fusión ICP), trazas y tierras raras (fusión ICP-MS). Se han realizado 12 análisis de elementos mayores y menores, y 5 análisis de elementos traza y tierras raras.

Para realizar este tipo de análisis es necesario una preparación previa de las muestras. El propósito de la preparación consiste en producir muestras de menor tamaño, secas y más manejables, que sean adecuadas para realizar los análisis en el laboratorio, asegurando en este proceso que la muestra preparada es homogénea y plenamente representativa de la original. Para ello es necesario la reducción del tamaño de partícula mediante molienda. La práctica rutinaria con muestras de roca consiste en machacar la roca para disgregarla hasta un tamaño de partícula de 1,7 mm. Posteriormente, se separan mecánicamente los fragmentos suficientes para obtener una muestra representativa y después se muelen con mortero hasta alcanzar unas partículas de polvo de al menos 106 μm . El uso de un mortero de ágata es el más indicado en el presente estudio, ya que la contaminación que genera incluye cantidades de Si hasta un 0,3%, y en menor medida contaminación de Al, Na, Fe, K, Ca, Mg y Pb. Otro tipo de morteros como el de acero, introducen mayor porcentaje de contaminación de elementos como el Fe, que en nuestro caso es uno de los elementos cuya cantidad en las muestras es más importante de controlar. Se debe limpiar cuidadosamente el instrumental entre la preparación de cada muestra con el fin de no contaminar la siguiente.

4.4.3.- ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS

Han sido llevados a cabo para obtener diferentes inferencias a partir del contenido paleontológico muestreado. Por un lado, las asociaciones de ammonoideos han sido utilizadas para establecer una escala bioestratigráfica del intervalo estudiado, teniendo que ser previamente identificadas taxonómicamente, y por otro, éstas, junto con el resto de muestras, han sido usadas para la realización de los análisis paleoicnológicos, biosedimentarios, ecoestratigráficos y tafonómicos.

4.4.3.1 ESTABLECIMIENTO DE LA ESCALA BIOESTRATIGRÁFICA

Para poder realizar la identificación taxonómica de los ejemplares de ammonoideos recolectados en los diferentes niveles estratigráficos, ha sido necesario aplicar técnicas de limpieza mediante cinces, martillos y agujas percutoras. En determinados casos, se han aplicado choques térmicos, es decir, las muestras han sido sometidas a variaciones bruscas de temperatura (-15°C a 120°C), siendo congeladas y posteriormente calentadas en una estufa, durante varios ciclos, en el transcurso de varios días. Por otra parte, se han utilizado técnicas de restauración de los ejemplares, que han consistido en la consolidación de las muestras mediante pegamento y acetona, o a la unión de fragmentos con pegamento de contacto para restaurar el material.

Las muestras más representativas de ammonites se han fotografiado por medios digitales, para lo cual se ha procedido previamente a blanquearlas con óxido de magnesio para destacar las características de la ornamentación más relevantes. El procedimiento ha consistido en colocar de forma horizontal los ammonites por medio de una peana de un material moldeable (plastilina), sobre una superficie de apoyo, que puede ser de cristal u otro material con el propósito de no tener que sostener la muestra directamente con las manos y para permitir fotografiarlos más fácilmente. Se ha recortado una cantidad suficiente de cinta de óxido de magnesio, que tras sujetarse con unas pinzas, es quemado en un mechero bunsen. El vapor que desprende al entrar en combustión se aplica a la cara del fósil que se pretende blanquear. En muestras de gran tamaño hay que repetir el procedimiento varias veces hasta conseguir una cobertura homogénea. A continuación, las muestras blanqueadas han sido fotografiadas mediante una cámara digital, y las imágenes resultantes volcadas en un ordenador. El montaje de las fotografías en láminas ha supuesto una serie de etapas, la primera de ellas consistente en recortar las imágenes individuales mediante el uso del programa informático *Adobe Photoshop*. En este mismo programa se han agrupado las imágenes “limpias”, se ha tratado de mostrar la mejor resolución en cuanto a brillo y contraste de estas imágenes y por último se han generado las diversas láminas manteniendo la escala original de los ejemplares. El último paso ha consistido en guardar con el formato adecuado la imagen resultante para su posterior integración en el texto.

4.4.3.2 ANÁLISIS PALEOECOLÓGICOS, BIOSEDIMENTARIOS, ECOESTRATIGRÁFICOS Y TAFONÓMICOS

Para el realizar el análisis de las estructuras de bioturbación y algunas caracterizaciones tafonómicas se han realizado secciones pulidas de ciertas muestras que han sido consideradas representativas. Se han realizado cortes orientados con la cortadora del laboratorio de láminas delgadas para posteriormente desbastar las pastillas con carborundo de grano 600, 800 y 1000 y pulirlas con alúmina 0,3. Por último se han fotografiado los segmentos pulidos o los ejemplares de

ammonoideos, sin ningún tratamiento adicional, y se han recortado las imágenes digitales mediante el programa informático Adobe Photoshop para montarlos en figuras e incorporarlos al texto.

4.5. TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos en los análisis de microscopía, geoquímica y paleontología, han sido ubicados en tablas, y en algunos casos tratados estadísticamente. Los datos de microscopía han sido utilizados para discriminar microfacies, estableciendo porcentajes de aparición de los diferentes aloquímicos. Estas proporciones han sido representadas en diagramas circulares utilizando la aplicación *Excel* del paquete *Microsoft Office*. Dentro de los análisis geoquímicos, los elementos de las tierras raras han sido representados en gráficas, utilizando el programa anteriormente mencionado, y la aplicación *PanPlot*, en el caso de los diagramas triangulares. Los gráficos de abundancia del capítulo de tafonomía, así como la representación de elementos resedimentados frente a reelaborados, también han sido tratados con *Excel*.

5.1 INTRODUCCIÓN

Se ha estudiado un total de 29 secciones estratigráficas situadas en la Cordillera Ibérica Noroccidental. Estas secciones están ubicadas en bandas de afloramientos con dirección NO-SE que son aproximadamente paralelas entre sí (Figura 5.1). Las características de similitud que muestran las bandas de afloramientos respecto al desarrollo de facies permiten agruparlas por sectores. Del total de las 29 secciones, 20 corresponden a afloramientos de Aalenense completos, 5 son parciales y 4 se han tomado como secciones complementarias de apoyo.

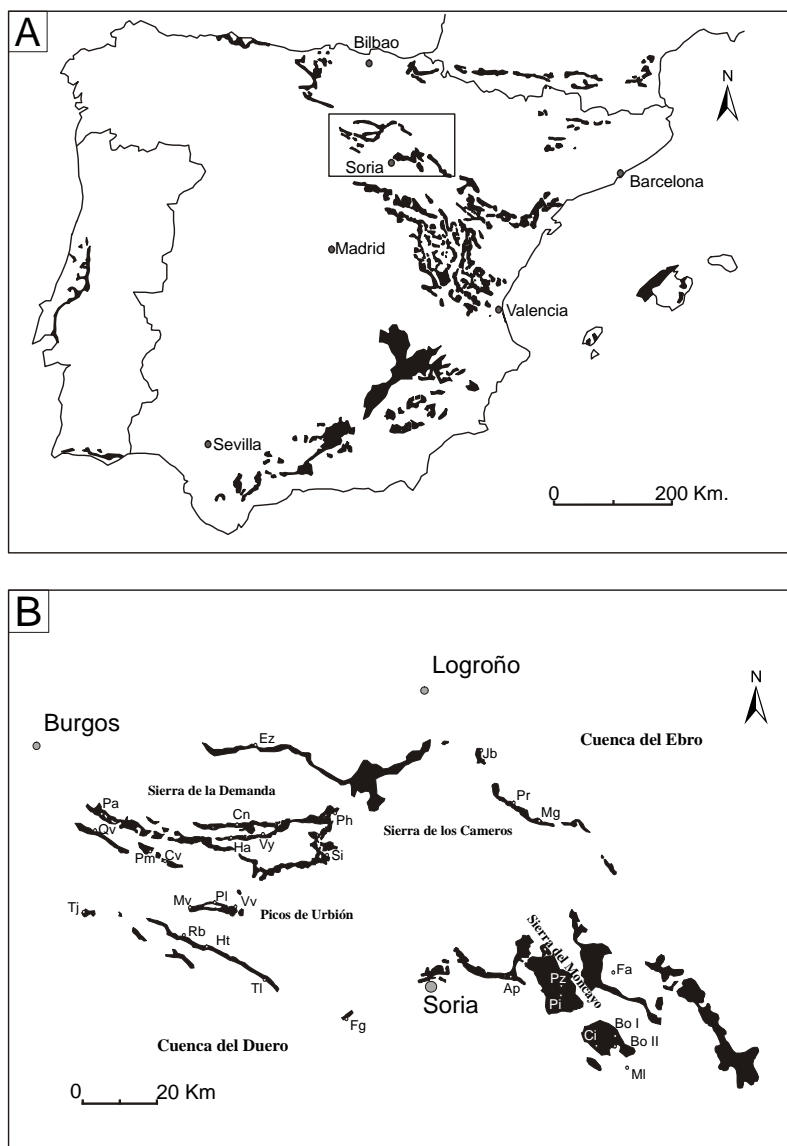


Figura 5.1. A. Afloramientos Jurásicos de la Península Ibérica. El rectángulo enmarca el área de estudio. B. Situación de las secciones estudiadas. Las siglas corresponden con las siguientes secciones: Paules de Lara (Pa), Quintanilla de las Viñas (Qv), Piedrahita de Muñó (Pm), Castrovido (Cv), Moncalvillo (Mv), Palacios de la Sierra (Pl), Vilviestre del Pinar (Vv), Ezcaray (Ez), Canales de la Sierra (Cn), Huerta de Arriba (Ha), Villavelayo (Vy), Santa Inés (Si), Peñahincada (Ph), Juberá (Jb), Préjano (Pr), Muro de Aguas (Mg), Fuentes de Ágreda (Fa), Ciria (Ci), Borobia I (Bo I), Borobia II (Bo II), Malanquilla (MI), Aldealpozo (Ap), Pozalmuro (Pz), Pinilla del Campo (Pi), Tejada (Tj), Rabanera del Pinar (Rb), Hontoria del Pinar (Ht), Talveila (Tl) y Las Fraguas (Fg). Las secciones parciales corresponden a Paules de Lara, Palacios de la Sierra, Vilviestre del Pinar y Malanquilla. Las secciones complementarias son Ezcaray, Piedrahita de Muñó, Las Fraguas y Fuentes de Ágreda.

Se han establecido 4 sectores que agrupan áreas geográficas con secciones que tienen caracteres similares. Estos sectores y las secciones que aparecen en ellos son los siguientes:

SECTOR SUROCCIDENTAL. Las secciones estudiadas en este sector aparecen en bandas de afloramientos paralelas entre si. En la parte más meridional, de oeste a este aparecen Tejada (Tj), Rabanera del Pinar (Rb), Hontoria del Pinar (Ht), Talveila (Tl) y Las Fraguas (Fg). Una serie de bandas más septentrionales incluyen las secciones de Paules de Lara (Pa), Quintanilla de las Viñas (Qv), Piedrahita de Muñó (Pm), Castrovido (Cv), Moncalvillo (Mv), Palacios de la Sierra (Pl) y Vilviestre del Pinar (Vv).

SECTOR SURORIENTAL. En este sector se han estudiado las secciones de Aldealpozo (Ap), Pozalmuro (Pz) y Pinilla del Campo (Pi), correspondiendo a la zona más occidental del sector y las secciones de Ciria (Ci), Borobia I (Bo I), Borobia II (Bo II) y Malanquilla (MI) en el área más oriental.

SECTOR NOROCCIDENTAL. Las secciones pertenecientes a este sector son Ezcaray (Ez), Canales de la Sierra (Cn), Huerta de Arriba (Ha), Villavelayo (Vy), Santa Inés (Si) y Peñahincada (Ph).

SECTOR NORORIENTAL. Este sector aparece en la zona más septentrional y las secciones estudiadas son Jubera (Jb), Préjano (Pr) y Muro de Aguas (Mg). La sección de Fuentes de Ágreda (Fa), pese a estar situada en las proximidades del Moncayo, tiene más afinidad con el sector Nororiental.

Las hojas geológicas 1: 50.000 que abarca el área de estudio se muestran en la figura 5.2, donde aparece la situación de los afloramientos ubicados en los sectores que se han establecido.

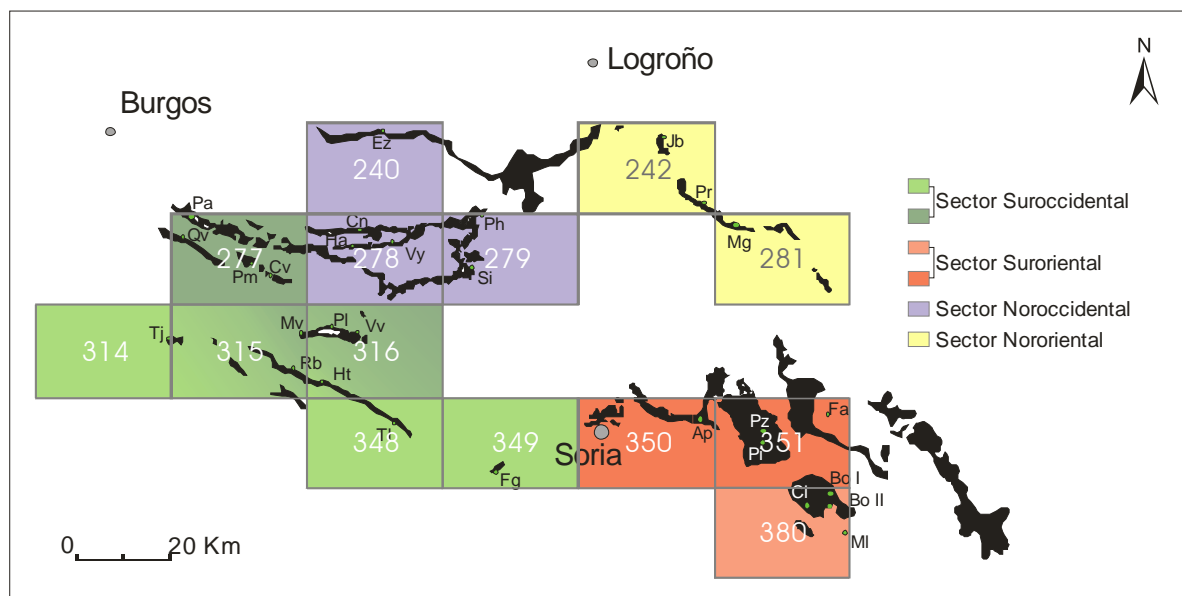


Figura 5.2. Afloramientos Jurásicos de la Cordillera Ibérica Nororiental con la ubicación de las secciones estudiadas. Relación de las hojas a escala 1: 50.000 utilizadas y de los sectores que se han diferenciado para el límite Jurásico Inferior-Medio en el área de estudio.

Las secciones han sido estudiadas y muestreadas nivel a nivel, y corresponden a alternancias de niveles margosos y niveles carbonatados calcáreos. En la columna representativa, los niveles margosos muestran una numeración impar y los calcáreos par. Los límites de las zonas y subzonas

han sido establecidos en función del contenido fósil encontrado, concretamente mediante la distribución de ammonoideos. Los límites establecidos con precisión mediante los datos bioestratigráficos se han representado mediante línea continua, los límites establecidos mediante criterios secuenciales o de correlación con otras secciones se han representado con línea discontinua. En las columnas se ha señalado el contenido fósil reconocido en el campo, aunque no los datos de microscopía, que son descritos y analizados en detalle en otro capítulo. En los niveles donde se ha tomado muestras litológicas, éstas aparecen señaladas con su sigla correspondiente entre paréntesis en la descripción. Asimismo, en los niveles donde ha sido posible la identificación taxonómica de fósiles de ammonoideos, se indican los taxones identificados. Se ha señalado detrás del nombre taxonómico si se trata de formas macroconchas (M) o formas microconchas (m), en los casos en que ha sido posible reconocerlas. Las texturas identificadas se proyectan de dos maneras: una agrupación sintética por tramos, como se observa en el afloramiento, que se representa mediante la trama que aparece en la leyenda general, y de forma detallada nivel a nivel, en las barras verticales, ya que en ocasiones los niveles presentan texturas mixtas. Las secuencias se representan de dos maneras: mediante los triángulos blancos (somerización) y negros (profundización) y mediante flechas. Las flechas han sido utilizadas en las secciones que presentan un mayor desarrollo de potencias, ya que en este caso es más visual y facilita su lectura. La leyenda común de las columnas estratigráficas está representada en la figura 5.3. El esquema zonal que se utiliza en las columnas estratigráficas está basado en el propuesto por Henriques *et al.* (1996).

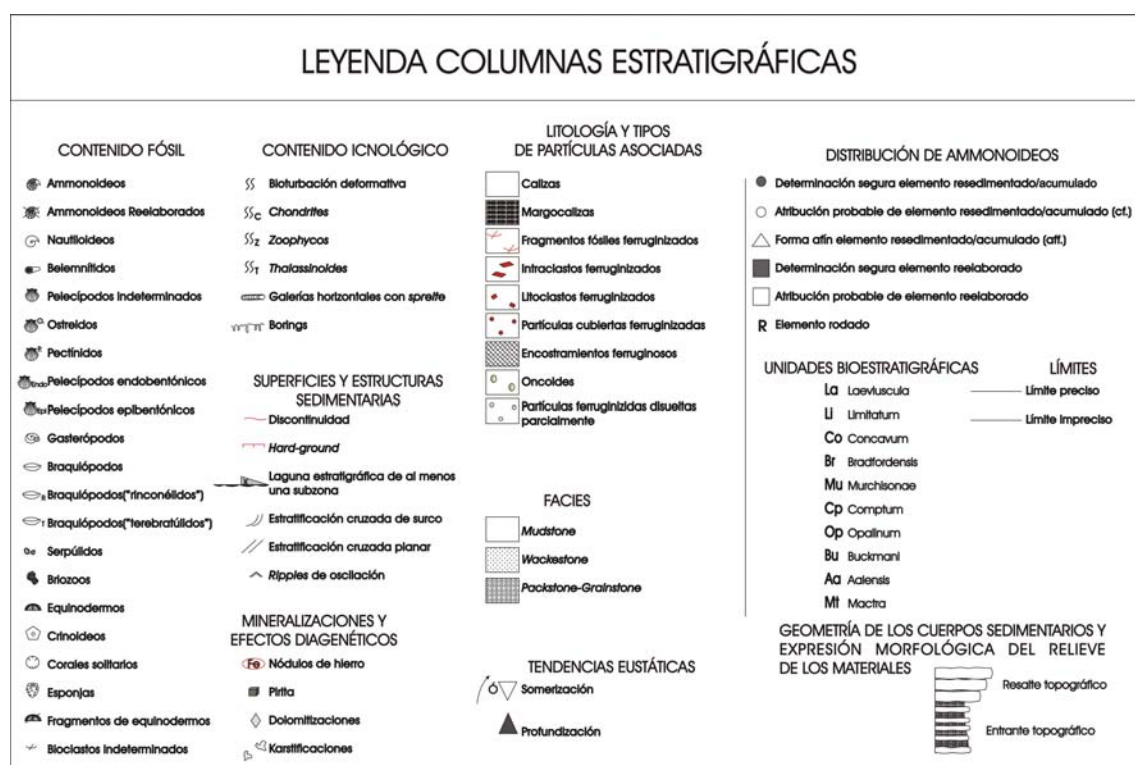


Figura 5.3. Leyenda representativa de las secciones estudiadas.

5.2 SECTOR SUROCCIDENTAL

5.2.1 TEJADA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en las cercanías de la localidad de Tejada. El corte se encuentra tomando el camino que sale al este del pueblo, en un barranco cercano al lavadero al noreste de “Pico de la Sierra” (Fig. 5.4).

La columna se sitúa en la hoja número 314 (Cilleruelo de Abajo) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 456.324 m; Y= 4.644.330 m.

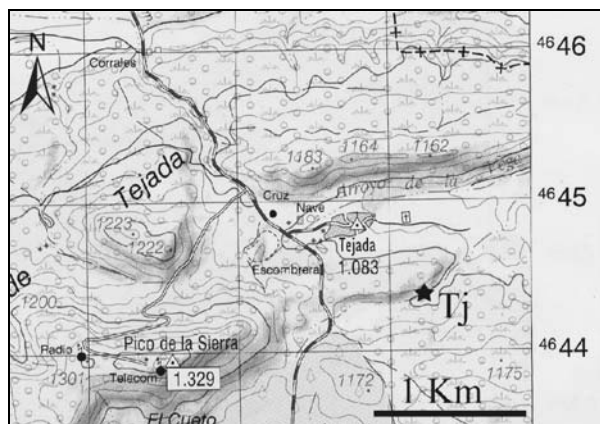


Figura 5.4. Situación geográfica de la sección de Tejada.

Valladares (1976a) en su estudio centrado en la identificación de los medios sedimentarios del Jurásico y del Cretácico del borde suroccidental de la Cuenca de Cameros, cita la presencia del afloramiento. Mertmann (1986) estudió las microfacies de los materiales aalenienses de este sector, identificando tres tipos distintos: (F4), (F5) y (F8).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección aparece dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.5 y 5.6).

Desde la base hasta el nivel 26 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos compactos con contactos netos y alabeados. Son tabulares y a veces están subdivididos en varios estratos. Su textura es *wackestone* bioclástico, con granos agregados ligeramente ferruginizados. Presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso, e incluso parecen amalgamarse. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por fragmentos de corales solitarios, serpúlidos, pelecípodos, braquiópodos, ammonites y otros fragmentos bioclásticos.

- 1.- 0,01 m Margas grises lajosas. Aparecen fragmentos de conchas. Muestra de microfacies (Tj-1).
- 2.- 0,18 m Caliza compacta con textura *packstone* con granos agregados. Se divide en dos niveles nodulosos, siendo el superior un nivel de removilización. Aparecen abundantes fragmentos de conchas y oncoideos ligeramente ferruginizados, y ammonoideos: *Pleydellia* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Tj-2).
- 3.- 0,01 m Margocalizas con oncoideos ferruginizados.
- 4.- 0,10 m Caliza con textura *packstone* con granos agregados. Se observa la presencia de un nivel de removilización en la parte superior del estrato. Aparecen moldes de ammonoideos ferruginizados en campo y pelecípodos. Muestra de microfacies (Tj-4).
- 5.- 0,02 m Margocalizas.
- 6.- 0,20 m Caliza con textura *wackestone*, localmente *packstone*. Presenta oncoideos ferruginizados dispersos. Aparecen concentraciones locales de fragmentos de corales solitarios ferruginizados, briozoos, gasterópodos y ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten). Muestra de ammonoideos y microfacies (Tj-6).
- 7.- 0,02-0,03 m Margocalizas.

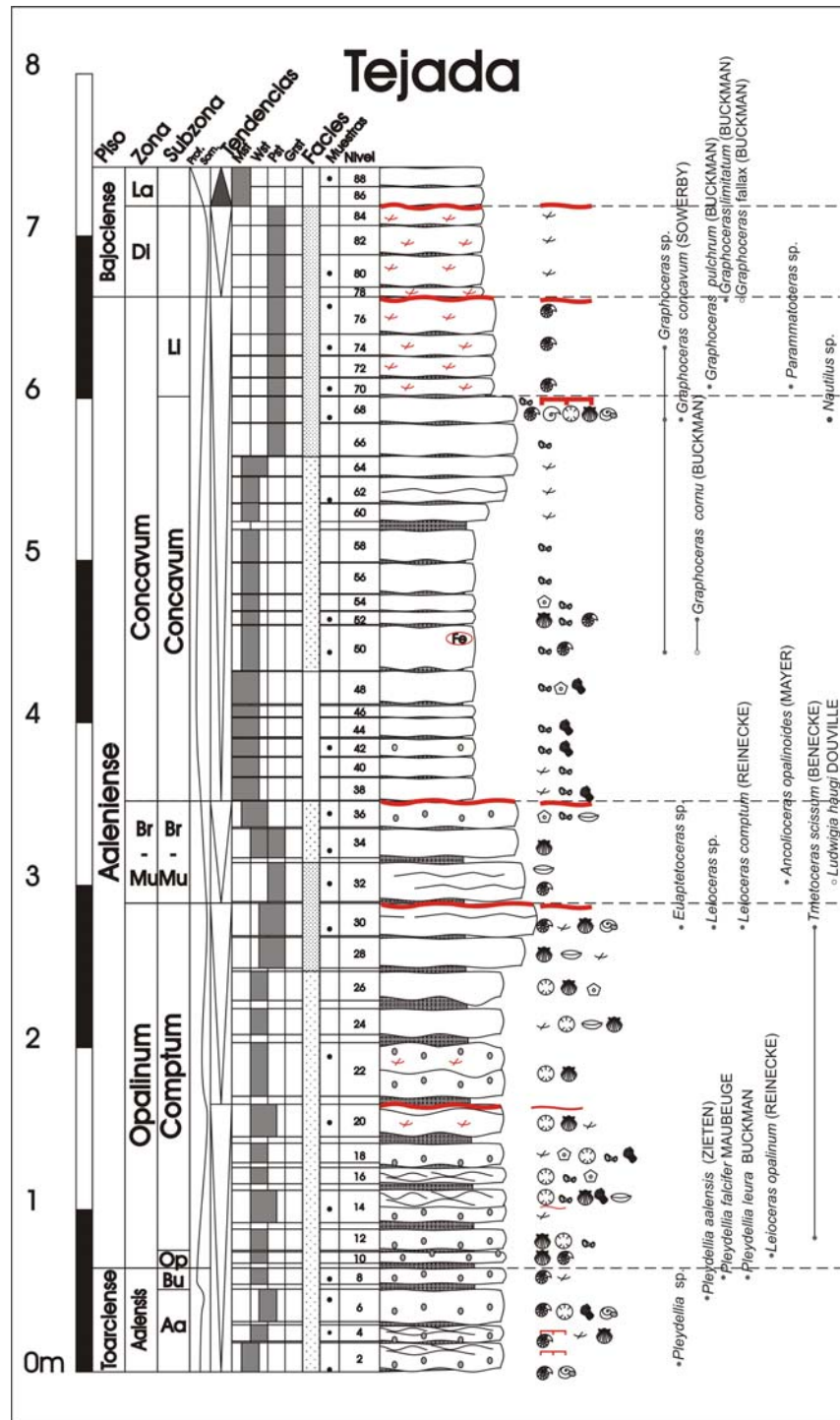


Figura 5.5. Columna estratigráfica de Tejada.

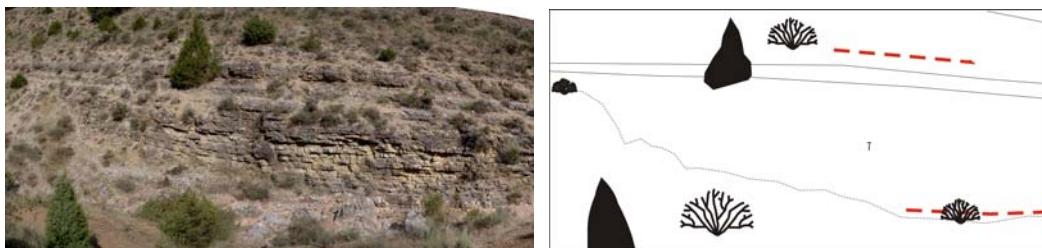


Figura 5.6. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la inferior corresponde con la base de la columna.

8.-0,10 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, con oncoides ferruginizados dispersos en la matriz y escasos cantos de cuarzo (diámetro en torno a 2 mm). Aparecen ammonoideos y bioclastos fragmentados. Se identifica *Pleydellia leura* Buckman, *Pleydellia falcifer* Maubeuge. Muestra de ammonoideos y microfácies (Tj-8).

9.- 0,03 m Margocalizas.

10.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, con oncoides ferruginizados dispersos en la matriz. Aparecen pelecípodos y ammonoideos: *Leioceras opalinum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Tj-10).

11.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

12.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas que lateralmente pueden dividirse en dos estratos. Presenta corales solitarios, serpúlidos, ammonoideos y grandes pelecípodos, así como oncoides levemente ferruginizados. Estos bioclastos están irregularmente distribuidos y algunos pelecípodos se encuentran recristalizados. Se identifica *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de ammonoideos (Tj-12).

13.- 0,04 m Margas lajosas marrones.

14.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone* subdivididas en dos estratos, el inferior de 0,07 m y el superior, un nivel de removilización, de 0,13 m. Ambos son muy bioclásticos. En el nivel de removilización se encuentran corales solitarios, serpúlidos y pelecípodos parcialmente ferruginizados, junto con braquiópodos. Muestra de microfácies (Tj-14).

15.- 0,04 m Margas lajosas.

16.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-packstone* formando un nivel muy irregular. Aparecen bolsadas con corales solitarios y serpúlidos ferruginizados, así como con artejos de crinoides.

17.- 0,02-0,03 m Margas lajosas.

18.- 0,12-0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con la base muy alabeada. Aparecen frecuentes restos fósiles, entre los que se reconocen corales solitarios, artejos de crinoides, serpúlidos ferruginizados, briozoos y granos agregados levemente ferruginizados.

19.- 0,04 m Margas lajosas.

20.- 0,20-0,25 m Calizas con textura *wackestone*. Se divide en dos niveles, el inferior mide 0,12 m y el superior 0,08m. Algunos bioclastos aparecen huecos. Se observa una alta proporción de pelecípodos, aunque también aparecen corales solitarios y fragmentos bioclásticos. El techo del nivel aparece enrojecido, mostrando una superficie erosiva en la que se desarrolla una costra ferruginosa. Muestra de microfácies (Tj-20).

21.- 0,05 m Margas lajosas.

22.- 0,33 m Calizas con textura *wackestone* estratificadas en un nivel doble, con 0,21m y 0,12 m respectivamente. Se reconocen intraclastos y restos fósiles ferruginizados, junto con bioclastos huecos, corales solitarios y pelecípodos fragmentados. Muestra de microfácies (Tj-22).

23.- 0,05 m Margas.

24.- 0,15-0,17 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color gris. Aparecen pelecípodos (trigónidos) y fragmentos de corales solitarios y de braquiópodos. Muestra de microfácies (Tj-24).

25.- 0-0,05 m Margas lajosas.

26.- 0,10-0,18 m Caliza con textura *wackestone*, con base alabeada. Aparecen corales solitarios, placas de equinodermos y pelecípodos.

A partir de aquí y abarcando los niveles 27 a 32, se constituye un tramo litológico caracterizado por la estratificación de calizas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color grisáceo. La estratificación es irregular y nodulosa, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos y braquiópodos.

27.- 0,01-0,02 m Margas.

28.- 0,13-0,19 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas. Es un nivel relativamente compacto, que adquiere cierto resalte morfológico. Presenta pelecípodos, braquiópodos y fragmentos fósiles.

29.- 0,01-0,02 m Margas.

30.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*, más noduloso e irregular que el nivel anterior. Se estratifica en 2-3 bancos que se amalgaman entre sí. Se observa la presencia de moldes de ammonoideos, pelecípodos, gasterópodos (*Pleurotomaria* sp.) y fragmentos bioclásticos. Se identifican *Leioceras comptum* (Reinecke), *Tmetoceras scissum* (Benecke), *Euaptetoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Tj-30). El techo del estrato está afectado por una superficie erosiva, que corresponde a una discontinuidad.

31.- Junta de estratificación margosa.

32.- 0,25 m Calizas con textura *packstone* nodulosas, estratificadas en bancos que se amalgaman entre sí. Aparecen ammonoideos: *Ancoloceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia* cf. *haugi* Douville. Muestra de ammonoideos y microfácies (Tj-32).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 33 a 64, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos muy nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone-wackestone* poco bioclástica y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Las juntas de estratificación margosas están poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto por serpulidos ferruginizados y en menor medida por fragmentos bioclásticos.

33.- 0,03m Margas.

34.- 0,18 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*, localmente *packstone*. Aparecen pelecípodos. Muestra de microfacies (Tj-34).

35.- Junta de estratificación margosa.

36.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas, con una baja proporción de bioclastos ferruginizados y granos agregados. Aparecen artejos de crinoides, braquiópodos rinconélidos y serpulidos ferruginizados. El techo del nivel es una superficie erosiva, que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Tj-36).

37.- 0,01 Junta de estratificación margosa.

38.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*, nodulosas. Presentan restos de briozoos y serpulidos ferruginizados.

39.- Junta de estratificación margosa.

40.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas, con una baja proporción de bioclastos ferruginizados, entre ellos serpulidos.

41.- Junta de estratificación margosa.

42.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas. Aparecen ocasionalmente briozoos y serpulidos ferruginizados, normalmente formando granos agregados con otras partículas. Muestra de microfacies (Tj-42).

43.- Junta de estratificación margosa.

44.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, nodulosas. Aparecen ocasionalmente briozoos y serpulidos ferruginizados.

45.- Junta de estratificación margosa.

46.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas.

47.- 0,01 m Margas.

48.- 0,20 m con textura *mudstone* nodulosas. Aparecen ocasionalmente serpulidos, briozoos y artejos ferruginizados.

49.- Junta de estratificación margosa.

50.- 0,28 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* nodulosas, con impregnaciones de hierro que muestran un color rojizo. Aparecen serpulidos ferruginizados y ammonioideos: *Graphoceras* cf. *cornu* (Buckman), *Graphoceras* sp., *Graphoceras* (*Ludwigella*) sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Tj-50).

51.- Junta de estratificación margosa.

52.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, nodulosas. Presentan bioclastos ferruginizados, como pelecípodos y serpulidos, así como moldes de ammonioideos: *Graphoceras cornu* (Buckman). Muestra de ammonioideos (Tj-52).

54.- 0,10 m Calizas nodulosas con textura *mudstone*, localmente *wackestone*. Aparecen artejos y serpulidos ferruginizados.

55.- Junta de estratificación margosa.

56.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen serpulidos ferruginizados.

57.- Junta de estratificación margosa.

58.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen serpulidos ferruginizados.

59.- 0,05 m Margocalizas.

60.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* con fragmentos de fósiles.

61.- Junta de estratificación margosa.

62.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* con fragmentos de fósiles. Este nivel presenta un acusado resalte morfológico. Muestra de microfacies (Tj-62).

63.- Junta de estratificación margosa.

64.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* con fragmentos de fósiles. Este nivel presenta un acusado resalte morfológico.

A partir de aquí y abarcando los niveles 65 a 84, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas estratificadas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color grisáceo. La estratificación es irregular y nodulosa. Los bancos calcáreos entre los niveles 66 y 68 presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos.

65.- Junta de estratificación margosa.

66.- 0,12 m Caliza con textura *packstone*, localmente *wackestone*. Aparecen abundantes restos de serpulidos.

- 67.- Junta de estratificación margosa.
- 68.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*. Presenta bioclastos fragmentados y ferruginizados. Se reconocen ammonoideos, nautiloideos, corales solitarios, serpúlidos y pelecípodos. El techo del banco parece estar afectado por un *hard-ground* indicativo de discontinuidad estratigráfica. Se identifican *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* sp., *Nautilus* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Tj-68).
- 69.- Junta de estratificación margosa.
- 70.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados. A partir de este nivel los bancos adquieren menor resalte topográfico. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras pulchrum* (Buckman), *Parammatoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Tj-70).
- 71.- Junta de estratificación margosa.
- 72.- 0,11 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados.
- 73.- Junta de estratificación margosa.
- 74.- 0,13 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles y litoclastos ferruginizados. Aparecen ammonoideos. Se identifica *Graphoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Tj-74).
- 75.- Junta de estratificación margosa.
- 76.- 0,23 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen fragmentos de bioclastos ferruginizados. Aparecen ammonoideos. El techo está afectado por una superficie erosiva, que corresponde con una discontinuidad. Se identifican *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Graphoceras* cf. *fallax* (Buckman). Muestra de ammonoideos (Tj-76).
- 77.- Junta de estratificación margosa.
- 78.- 0,06 m Calizas con textura *packstone*, algo recristalizada y enrojecidas con fragmentos fósiles ferruginizados.
- 79.- Junta de estratificación margosa.
- 80.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*. Presentan bioclastos ferruginizados. Muestra de microfacies (Tj-80).
- 81.- Junta de estratificación margosa.
- 82.- 0,18 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen fragmentos ferruginizados de bioclastos.
- 83.- Junta de estratificación margosa.
- 84.- 0,12 m Calizas con textura *packstone*. Presenta bioclastos ferruginizados. En el techo aparece una superficie erosiva, que corresponde con una discontinuidad.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 85 en adelante, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos muy nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Las juntas de estratificación margosas están poco desarrolladas.

- 85.- Junta de estratificación margosa.
- 86.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, con escasos fragmentos bioclásticos ferruginizados.
- 87.- Junta de estratificación margosa.
- 88.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Tj-88).

5.2.2 RABANERA DEL PINAR

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada tres kilómetros al suroeste de la localidad de Rabanera del Pinar. El corte se encuentra situado en el talud norte de la carretera N-234, en el kilómetro 418 (Fig. 5.7). Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). Los nuevos datos de campo se señalan con su sigla correspondiente.

La columna se sitúa en la hoja número 315 (Santo Domingo de Silos) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 481.064 m; Y= 4.636.762 m.

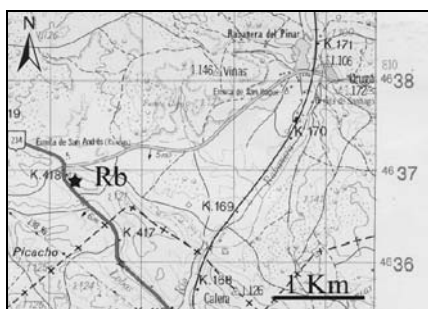


Figura 5.7. Situación geográfica de la sección de Rabanera.

El corte fue citado por Dietl (1974) en su estudio de los ammonoideos del Bajociense. Respecto al Aalenense realizó una serie de observaciones, entre las cuales destacó la pequeña variación litológica que se observa en los materiales del límite Toarciense-Aalenense en esta sección, así como la presencia de fauna de ammonites escasa y mal conservada. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó las Facies 1, 2, 3, 4 y 6 que propuso en su trabajo, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonoideos. Mertmann (1986) denominó a esta sección Hontoria II y describe cuatro tipos de microfacies: (F1), (F3), (F6) y (F8). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de más de cincuenta columnas estratigráficas situadas en el ámbito de la Cordillera Ibérica, incluyendo esta sección. Caracterizaron las biozonas Opalinum, Murchisonae y Concavum, identificando tres secuencias sedimentarias principales, limitadas por discontinuidades de carácter regional.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie se sitúa dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.8 y 5.9).

Desde la base hasta el nivel 72 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son irregulares y a veces existe solapamiento de varios estratos. Su textura es *wackestone* bioclástico con granos agregados y presentan un color amarillento en superficie y gris claro en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas y recristalizaciones de calcita. Las margas muestran colores grisáceos y presentan estructura lajosa, conteniendo pequeños nódulos intercalados. El contenido fósil está compuesto principalmente por abundantes fragmentos de pelecípodos, braquiópodos, ammonoideos, belemnites, gasterópodos y fragmentos de espongiarios. En el techo de los estratos aparecen frecuentemente acumulaciones de detrito bioclástico y señales de bioturbación.

- 1.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,04 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica.
- 3.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,09 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica.
- 5.- 0,08 m Margas.
- 6.- 0,05 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia* cf. *subcandida* Buckman.
- 7.- 0,02 m Margas.

Figura 5.8. Columna estratigráfica de Rabanera del Pinar.

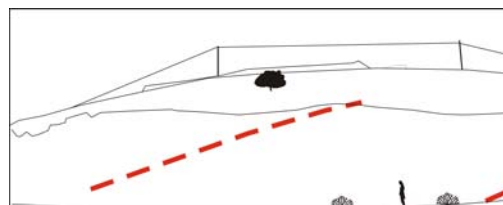
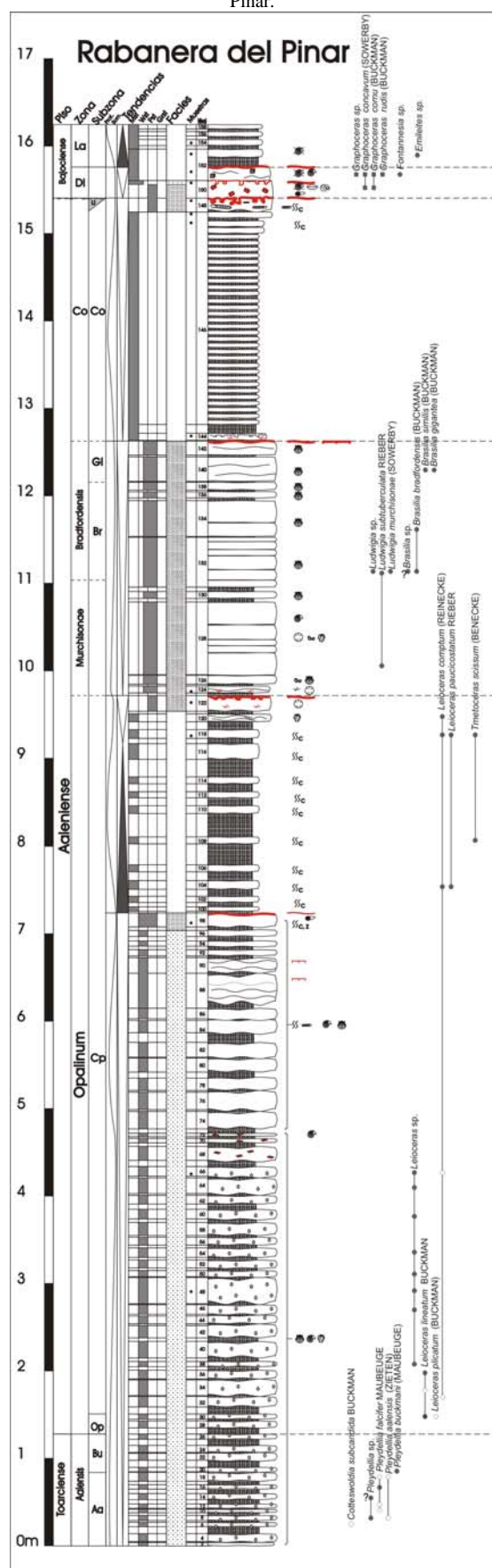


Figura 5.9. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca el techo de la serie y la derecha corresponde con la base de la sección.

- 8.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia* sp.
- 9.- 0,03 m Margas.
- 10.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *falcifer* Maubeuge.
- 11.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 12.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *falcifer* Maubeuge.
- 13.- 0,05 m Margas grises lajosas.
- 14.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia*? sp.
- 15.- 0,05 m Margas grises lajosas.
- 16.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge.
- 17.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 18.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten).
- 19.- 0,01 m Margas lajosas.
- 20.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 21.- 0,08 m Margas grises lajosas.
- 22.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 23.- 0,01 m Margas.
- 24.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 25.- 0,07 m Margas lajosas.
- 26.- 0,06 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica.
- 27.- 0,07 m Margas.
- 28.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 29.- 0,02 m Margas.
- 30.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras* cf. *plicatum* (Buckman).
- 31.- 0,08 m Margas.
- 32.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke).
- 33.- 0,01 m Margas.
- 34.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman.
- 35.- Junta de estratificación margosa.
- 36.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman.
- 37.- 0,04 Margas.
- 38.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp.
- 39.- 0,04 m Margas.
- 40.- 0,19 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 41.- 0,04 m Margas.
- 42.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 43.- 0,02 m Margas.
- 44.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 45.- 0,02 m Margas.
- 46.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
- 47.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 48.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. Muestra de microfacies (Rb-48).
- 49.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 50.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
- 51.- 0,03 m Margas.
- 52.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 53.- 0,03 m Margas.
- 54.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
- 55.- 0,03 m Margas.
- 56.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.

- 57.- 0,02 m Margas.
 58.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
 59.- 0,04 m Margas.
 60.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
 61.- 0,06 m Margas.
 62.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
 63.- 0,02 m Margas.
 64.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
 65.- 0,02 m Margas.
 66.- 0,11 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (m) *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke). Presenta intraclastos de pequeño tamaño, redondeados y ferruginizados. Muestra de microfacies (Rb-66).
 67.- 0,07 m Margas.
 68.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Presenta intraclastos de pequeño tamaño, redondeados y ferruginizados.
 69.- 0,04 m Margas.
 70.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Presenta intraclastos de pequeño tamaño, redondeados y ferruginizados.
 71.- 0,02 m Margas que presentan abundantes nódulos ferruginosos de pequeño tamaño.
 72.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Presenta intraclastos de pequeño tamaño, redondeados y ferruginizados.

A partir de este nivel, hasta el 98, los bancos adquieren un espesor ligeramente mayor y la estratificación se vuelve más regular. No se observa la presencia de granos agregados. Adquieren una coloración en superficie más amarillenta y el contenido fósil decrece.

- 73.- 0,05 m Margas con pequeños nódulos ferruginizados.
 74.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen intraclastos muy dispersos en la matriz.
 75.- 0,02 Margas.
 76.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone*.
 77.- 0,02 m Margas.
 78.- 0,14 m Calizas con textura *packstone wackestone*.
 79.- 0,07 m Margas.
 80.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone*.
 81.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
 82.- 0,17 m Calizas con textura *packstone-wackestone*.
 83.- 0,11 m Margas.
 84.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone*.
 85.- 0,02 m Margas.
 86.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone*.
 87.- 0,08 m Nivel de aspecto brechoso, cuya matriz está constituida de una arcilla de color rojizo y en ella aparecen cantos de caliza de color blanco, de unos cuatro milímetros de diámetro y de forma angulosa.
 88.- 0,30 m Calizas margosas blanquecinas estratificadas en un banco irregular, de aspecto brechoso. Aparecen numerosas costras de minerales de hierro. En el techo del nivel se observa un nivel arcilloso-margoso de color amarillo-rojizo.
 89.- 0,02 m Margas.
 90.- 0,16 m Calizas margosas blanquecinas estratificadas en un banco irregular, de aspecto brechoso. Aparecen numerosas costras de minerales de hierro. En el techo del nivel se observa un nivel arcilloso-margoso de color amarillo-rojizo.
 91.- 0,02 m Margas.
 92.- 0,07 m Caliza con textura *wackestone*.
 93.- 0,04 m Margas.
 94.- 0,06 m Caliza con textura *wackestone*.
 95.- 0,05 m Margas.
 96.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone*.
 97.- 0,04 m Margas.
 98.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone*. Se reconocen belemnites. Aparecen numerosas huellas de bioturbación del icnogénero *Zoophycos*. El techo del estrato aparece afectado por una superficie erosiva, que representaría una discontinuidad estratigráfica intra-Comptum. Muestra de microfacies (Rb-98).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 99 a 122, se constituye un tramo litológico caracterizado por el predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. Las calizas son más margosas que las del tramo anterior, y aparecen estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Su textura es *mudstone*, presentando colores amarillentos en superficie y gris claro en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil es escaso en los niveles inferiores y algo más abundante en los superiores. Está constituido principalmente por ammonoideos y pelecípodos. Aparecen numerosas huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*.

99.- 0,02 m Margas.

100.- 0,05 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras uncinatum* Buckman (M).

101.- 0,05 m Margas.

102.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*.

103.- 0,08 m Margas.

104.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Presenta en superficie una costra limonítica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke) *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras paucicostatum* Rieber (m).

105.- 0,10 m Margas.

106.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Presenta en superficie una costra limonítica bien desarrollada.

107.- 0,24 m Margas.

108.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).

109.- 0,26 m Margas.

110.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*.

111.- 0,09 m Margas.

112.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*.

113.- 0,09 m Margas.

114.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*.

115.- 0,20 m Margas.

116.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*, algo más bioclástica que los niveles anteriores.

117.- 0,06 m Margas.

118.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras paucicostatum* Rieber (m), *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de microfacies (Rb-118).

119.- 0,09 m Margas.

120.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen esponjas en un nivel muy noduloso. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).

121.- 0,03 m Margas.

122.- 0,18 m Calizas con textura *packstone*, y más bioclásticas que los niveles anteriores. Aparecen corales solitarios. El techo del estrato está perforado y correspondería con una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Rb-122).

A partir de aquí y abarcando los niveles 123 a 142, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color amarillento con abundantes impregnaciones ferruginosas en superficie, y beige claro en fractura, que en la parte superior adquiere un tono rosado. Morfológicamente, este tramo genera un resalte acusado. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos (principalmente de concha gruesa), corales solitarios, espongiarios, fragmentos de equinodermos, serpulidos y gasterópodos. Es frecuente que los fósiles aparezcan ferruginizados y concentrados en acumulaciones locales. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites* y otras huellas que caracterizarían sustratos semiconsolidados.

123.- 0,03 m Margas.

124.- 0,08 m Calizas con textura *packstone*. Se reconocen corales solitarios junto con otros fragmentos fósiles. Muestra de microfacies (Rb-124).

125.- 0,02 m Margas.

126.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*. Se reconocen serpulidos y pelecípodos.

127.- 0,01 m Margas.

128.- 0,83 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Se aprecia una concentración significativa de corales solitarios y de espongiarios en los primeros 30 centímetros del nivel, pareciendo representar un nivel de removilización. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia subtuberculata* Rieber (m).

Se reconocen cinco estratos, que presentan los siguientes espesores:

128 a) 0,25 m Calizas con textura *packstone* bioclástica, con alta concentración de corales solitarios y espongiarios.

128 b) 0,08 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

128 c) 0,07 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

128 d) 0,17 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

128 e) 0,24 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

129.- 0,04 m Margas.

130.- 0,08 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

131.- 0,05 m Margas.

132.- 0,57 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Contiene abundantes fragmentos de pelecípodos. Aparecen ammonioideos: *Ludwigia subtuberculata* Rieber (m), *Ludwigia murchisonae* (Sowerby) (M), *Ludwigia* sp., *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M), *Brasilia?* sp.

Se reconocen cinco estratos, que presentan los siguientes espesores:

132 a) 0,08 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

132 b) 0,28 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparece ocasionalmente como un nivel doble.

132 c) 0,07 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

132 d) 0,09 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

132 e) 0,06 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

133.- Junta de estratificación margosa.

134.- 0,41 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Se concentran en este nivel grandes pelecípodos y serpúlidos. Aparecen ammonioideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M). Se reconocen dos estratos, que presentan los siguientes espesores:

134 a) 0,16 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

134 b) 0,25 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

135.- 0,03 m Margas.

136.- 0,07 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M).

137.- 0,02 m Margas.

138.- 0,09 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.

139.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

140.- 0,28 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Brasilia similis* (Buckman) (M), *Brasilia gigantea* (Buckman) (M).

141.- 0,02 m Margas.

142.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. El techo del nivel corresponde con una superficie erosiva, que representa una discontinuidad.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 143 a 146, se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas en bancos centimétricos que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y margas de 0,03-0,04 m de espesor. En el nivel 146 aparecen un total de 33 estratos. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan la misma coloración y son lajas y ligeramente compactas. No se ha encontrado contenido fósil. Sólo en los tres últimos estratos del nivel 146 se observan huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*.

143.- 0,01 m Margas.

144.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* bioclástica. Aparece un sistema de perforaciones en el techo del estrato, que configura un *hard-ground*. Muestra de microfacies (Rb-144).

145.- 0,10 m Margas.

146.- 2,43 m Alternancia de niveles calcáreos con textura *mudstone* de 0,06-0,07 m y margas de 0,03-0,04m. Muestras de microfacies (Rb-146.1) y (Rb-146.2).

A partir de aquí y abarcando los niveles 148 a 152, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por calizas estratificadas en bancos decimétricos potentes. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris claro con impregnaciones ferruginosas. Morfológicamente, este tramo genera cierto resalte acusado. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*.

147.- Junta de estratificación margosa.

148.- 0,16 m Caliza con textura *packstone* bioclástica. Este nivel presenta abundantes galerías verticales y estructuras de bioturbación del icnogénero *Chondrites* en todo el estrato. El techo presenta perforaciones y representa una discontinuidad estratigráfica, que por correlación con secciones cercanas (Tejada y Talveila), debe representar una laguna estratigráfica de al menos la Subzona Limitatum. Muestra de microfacies (Rb-148).

149.- Junta de estratificación margosa.

150.- 0,20 m Caliza con textura *packstone* bioclástica. Destaca la presencia de litoclastos de tamaño centimétrico, que parecen estar perforados. Se reconocen ammonoideos de pequeño tamaño (tanto ejemplares jóvenes como vueltas internas) y en destacable menor proporción fragmentos de grandes conchas de pelecípodos, gasterópodos, belemnites y braquiópodos. En el techo del estrato se observa la existencia de abundantes huellas de bioturbación, concretamente perforaciones, con bolsadas de oolitos ferruginosos y un nivel de removilización con fósiles reelaborados, que marca una discontinuidad estratigráfica. Se reconocen ejemplares reelaborados de *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras cornu* (Buckman). Muestra de microfacies (Rb-150).

151.- Junta de estratificación margosa.

152.- 0,36 m Caliza con textura *packstone* bioclástica. Se diferencian tres niveles.

a) Nivel calcáreo de unos 12 cm con pequeños cubos de pirita oxidados y bioclastos, resedimentados y reelaborados a pocos centímetros de la base del estrato. Se reconocen ejemplares reelaborados de *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras rudis* (Buckman), *Graphoceras* sp. y ejemplares resedimentados de *Fontannesia* sp. El estrato muestra una superficie erosiva en el techo que caracteriza una discontinuidad. Muestras de microfacies (Rb-152a).

b) Nivel margoso de unos 10 centímetros.

c) Nivel calcáreo de 14 centímetros con fósiles resedimentados. Aparecen ejemplares de *Emileites* sp. Muestras de microfacies (Rb-152c).

Desde el nivel 153 hasta el 158 se constituye un tramo litológico caracterizado por una alternancia rítmica de calizas en bancos centimétricos que conforman estratos con contactos netos suavemente ondulados y margas de 0,02-0,03 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan la misma coloración y son lajosas y ligeramente compactas.

153.- 0,04 m Margas.

154.- 0,07 m Caliza con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Rb-154).

155.- 0,04 m Margas.

156.- 0,06 m Caliza con textura *mudstone*.

157.- 0,03 m Margas.

158.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone*.

5.2.3 HONTORIA DEL PINAR

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada un kilómetro y medio al norte de la localidad de Hontoria del Pinar. El corte se encuentra situado en el talud occidental de la carretera con dirección a Palacios de la Sierra (Fig. 5.10). Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985).

La columna se sitúa en la hoja número 316 (Quintanar de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 487.172 m; Y= 4.634.108 m.

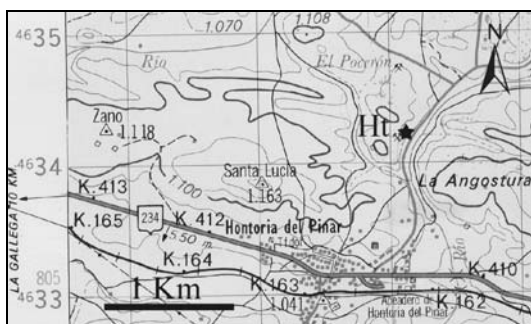


Figura 5.10. Situación geográfica de la sección de Hontoria del Pinar.

Westermann (1955) estudió el corte reconociendo el Toarciense superior y el Aalenense inferior y medio. Mensink (1965) trató aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, y aspectos bioestratigráficos del Aalenense en este corte. Dietl (1974) realizó para esta sección observaciones equiparables a las previamente expuestas en los antecedentes de la sección de Rabanera del Pinar. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, identificando las Facies 1, 2, 3, 4 y 6 y puntualmente la 5, así como la caracterización bioestratigráfica mediante el estudio de ammonioideos. Mertmann (1986) describe cuatro tipos de microfases en el corte: (F1), (F3), (F6) y (F8). Goy y Ureta (1990) en su estudio regional del Aalenense en la Cordillera Ibérica, incluyeron esta sección y caracterizaron las biozonas Opalinum, Murchisonae y Concavum, identificando tres secuencias sedimentarias principales, limitadas por discontinuidades de carácter regional.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se ubica dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.11 y 5.12).

Desde la base hasta el nivel 48 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color azulado-amarillento en superficie y gris claro en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas y recristalizaciones de calcita. Las margas presentan colores grisáceos claros y presentan estructura lajosa, conteniendo frecuentemente nódulos de calcita intercalados. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos, braquiópodos, ammonioideos y gasterópodos. En el techo de los estratos aparecen frecuentemente acumulaciones de detrito bioclástico y señales de bioturbación.

- 1.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,06 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten).
- 3.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,05 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten).
- 5.- 0,06 m Margas.
- 6.- 0,09 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten).
- 7.- 0,11 m Margas.
- 8.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Bredya subinsignis* (Oppel), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 9.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

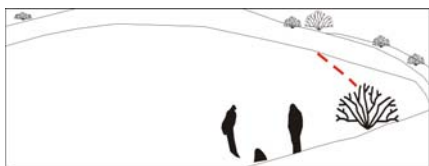


Figura 5.11. Columna estratigráfica de Hontoria del Pinar.

- 10.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 11.- 0,06 m Margas.
- 12.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 13.- 0,07 m Margas grises lajosas.
- 14.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp., *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 15.- 0,15 m Margas grises lajosas.
- 16.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge).
- 17.- 0,05 m Margas grises lajosas.
- 18.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman (M), *Pleydellia leura* Buckman.
- 19.- 0,02 m Margas lajosas.
- 20.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 21.- 0,06 m Margas grises lajosas.
- 22.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. (M).
- 23.- 0,09 m Margas.
- 24.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman (M).
- 25.- 0,02 m Margas lajosas.
- 26.- 0,05 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica.
- 27.- 0,03 m Margas.
- 28.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 29.- 0,02 m Margas.
- 30.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras opalinum* (Reinecke) (m), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp.
- 31.- 0,03 m Margas.
- 32.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke).
- 33.- 0,01 m Margas.
- 34.- 0,36 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp.
- 35.- 0,04 m Margas.
- 36.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke) *Leioceras uncinatum* Buckman (M), *Bredya subinsignis* (Oppel).
- 37.- 0,08 Margas.
- 38.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 39.- 0,04 m Margas.
- 40.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke).
- 41.- 0,01 m Margas.
- 42.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber (m).
- 43.- 0,02 m Margas.
- 44.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber, *Leioceras comptum* (Reinecke) , *Leioceras* sp. (m).
- 45.- 0,06 m Margas.
- 46.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 47.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 48.- 0,50 m Tramo parcialmente cubierto, de estratificación confusa, donde parece existir una pequeña fractura. En el techo muestra de microfacies (Ht-48).

A partir de aquí y hasta el nivel 68, las características del tramo anterior se mantienen, siendo la principal diferencia una mayor potencia de los bancos, así como un marcado tono amarillento en éstos.

- 49.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 50.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 51.- 0,03 m Margas.
- 52.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber

- 53.- 0,11 m Margas.
- 54.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 55.- 0,05 m Margas.
- 56.- 0,36 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 57.- 0,03 m Margas.
- 58.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 59.- 0,01 m Margas.
- 60.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 61.- 0,09 m Margas.
- 62.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 63.- 0,04m Margas.
- 64.- 0,27 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Localmente el banco aparece brechificado, mostrando grietas rellenas de arcilla margosa de color rojizo que contiene pequeños fragmentos angulosos de la propia caliza. Presencia de costra ferruginosa a techo.
- 65.- 0,02 m Margas. Nivel muy irregular, en el que aparece localmente arcilla margosa de color rojizo.
- 66.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparece localmente brechificada, con grietas rellenas de arcilla margosa rojiza y margas calcáreas poco compactas y pulverulentas de color blanco. Presencia de costra ferruginosa a techo. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras uncinatum* Buckman (M).
- 67.- 0,11 m Margas.
- 68.- 0,08 m Caliza con textura *wackestone*. El techo del nivel consiste en una superficie erosiva que representaría una discontinuidad intra-Comptum, como demuestra el contenido en ammonites de los niveles circundantes.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 71 a 86, se constituye un tramo litológico caracterizado por la existencia de un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. Las calizas son más margosas que las del tramo anterior, y están estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Su textura es *mudstone* presentando colores amarillentos en superficie, pudiendo ser ocre localmente, y gris en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil es escaso en los niveles inferiores y algo más abundante en los superiores. Está constituido principalmente por ammonoideos y pelecípodos. Aparecen numerosas huellas de bioturbación, del icnogénero *Chondrites*.

- 69.- 0,13 m Margas.
- 70.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone*. Presenta una pequeña costra limonítica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 71.- 0,08 m Margas.
- 72.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Presenta una pequeña costra limonítica.
- 73.- 0,06 m Margas.
- 74.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 75.- 0,22 m Margas.
- 76.- 0,04 m Calizas con textura *mudstone*.
- 77.- 0,22 m Margas.
- 78.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*.
- 79.- 0,16 m Margas.
- 80.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 81.- 0,15 m Margas.
- 82.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.
- 83.- 0,06 m Margas.
- 84.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 85.- 0,03 m Margas.
- 86.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Ht-86).
- 87.- 0,07 m Margas con nódulos de caliza intercalados.
- 88.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.

A partir de aquí y abarcando los niveles 89 a 98, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por la aparición de calizas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan un color amarillento con abundantes impregnaciones ferruginosas en superficie y gris-beige en fractura, que en el nivel 100, adquiere un tono rosado. Morfológicamente, este tramo genera un resalte acusado. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco

desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos (principalmente de concha gruesa), corales solitarios, espongiarios, fragmentos de equinodermos, serpulidos y gasterópodos. Es frecuente que los fósiles aparezcan ferruginizados y concentrados en acumulaciones locales. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites* en los niveles inferiores.

89.- 0,02 m Margas.

90.- 0,15 m Calizas con textura *packstone*. Abundan los fragmentos de espongiarios y de corales solitarios. El techo del estrato corresponde con una superficie erosiva, que representa un nivel de discontinuidad. Muestra de microfacies (Ht-90).

91.- 0,04 m Margas.

92.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*. Abundan los fragmentos de espongiarios y de corales solitarios. Aparece *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer) (M).

93.- Junta de estratificación margosa.

94.- 0,84 m Calizas con textura *wackestone-packstone*. Abundan los fragmentos de espongiarios y de corales solitarios en el tercio inferior del estrato.

95.- 0,03 m Junta de estratificación margosa.

96.- 0,20 m Caliza con textura *packstone*. Abundan los pelecípodos de gran tamaño. Aparecen *Ludwigia* sp. (m).

97.- Junta de estratificación margosa.

98.- 1,13 m Caliza con textura *packstone-wackestone* estratificada en dos niveles separados por una junta margosa:

a) 0,55 m Caliza con textura *packstone*. Aparecen *Ancolioceras opalinoides* (Mayer) (M), *Ludwigia obtusifomis* (Buckman), *Ludwigia subtuberculata* Rieber (m), *Brasilia umbilicata* (Buckman) (m).

b) Junta de estratificación margosa. Aparece *Euaptetoceras* sp. (M).

c) 0,58 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen *Brasilia similis* (Buckman) (M), *Brasilia* sp. cf. *Brasilia deleta* (Buckman) (M), *Brasilia* sp. aff. *Brasilia gigantea* (Buckman) (M). Aparece una superficie erosiva a techo, indicativa de una discontinuidad.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 99 a 102, se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas en bancos de 0,04-0,08 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y margas de 0,05 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajas y ligeramente compactas. El contenido fósil está prácticamente ausente. En el techo del nivel 100 se desarrolla un *hard-ground*, cuyas perforaciones profundizan hasta unos dos centímetros desde el techo del nivel. En el último estrato del nivel 102 se observan huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*, y se desarrollan perforaciones en el techo del estrato.

99.- Junta de estratificación margosa.

100.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*. En el techo se desarrolla un *hard-ground*, cuyas perforaciones profundizan hasta unos dos centímetros. Se observan algunos pelecípodos de gran tamaño. Muestra de microfacies (Ht-100).

101.- 0,11 m Margas.

102.- 1,66 m Alternancia de niveles calcáreos con textura *mudstone* de 0,04-0,08 m y margas de 0,05 m. A techo del último nivel, de unos quince centímetros, se desarrolla un *hard-ground* cuyas perforaciones profundizan hasta unos tres centímetros desde el techo del nivel. En el primer estrato está tomada la muestra de microfacies (Ht-102).

A partir de aquí y abarcando los niveles 103 a 110, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos potentes. Su textura es *packstone* bioclástico y muestran un color gris claro con impregnaciones ferruginosas. Los niveles 106-109 presentan un contenido abundante de partículas con cubiertas ferruginizadas. Morfológicamente, este tramo genera cierto resalte acusado. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, braquiópodos y pelecípodos. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites* en los niveles 104-106.

103.- Junta de estratificación margosa.

104.- 0,20 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles y litoclastos ferruginizados. A techo se desarrolla un *hard-ground*, cuyas perforaciones están rellenas de partículas con cubiertas ferruginizadas. Muestra de microfacies (Ht-104).

105.- Junta de estratificación margosa.

106.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Presenta en la base abundante concentración de braquiópodos y en la parte superior del estrato, aparece un nivel de concentración de unos 0,06 m de potencia con gran acumulación de fósiles. Se reconocen ammonoideos de pequeño diámetro

(ejemplares jóvenes y vueltas internas), belemnites y en menor medida fragmentos de conchas grandes, pelecípodos de concha gruesa, braquiópodos y gasterópodos. En el techo del estrato, que se halla intensamente bioturbado y perforado, el contenido fósil se encuentra reelaborado y resedimentado. Aparecen ammonoideos reelaborados en el nivel de acumulación, entre los que se reconocen: *Graphoceras cornu* (Buckman) (m), *Graphoceras rudis* (Buckman) y *Graphoceras Concavum* (Sowerby) (M). Entre los restos resedimentados aparece *Fontannesia* sp. En el techo del estrato vuelven a aparecer *Graphoceras cornu* (Buckman) (m), *Graphoceras rudis* (Buckman) y *Graphoceras Concavum* (Sowerby) (M) todos ellos reelaborados, y *Bredya* cf. *diadematoides* (Mayer) resedimentado. Muestra de microfacies (Ht-106).

107.- 0,20 m Margocalizas compactas, que contienen abundantes partículas con envueltas ferruginizadas irregularmente distribuidas y fragmentos de fósiles con señales de reelaboración.

108.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* de color beige que presentan un abundante contenido en partículas con envueltas ferruginizadas irregularmente concentradas. Aparecen escasos restos de bioclastos recristalizados, que se han identificado como ammonoideos, pelecípodos y crinoides. A techo aparece una superficie erosiva, indicativa de discontinuidad. Muestra de microfacies (Ht-108).

109.- 0,11 m Margas de color violáceo, estructura lajosa y levemente calcáreas, que presentan un alto contenido en partículas con envueltas ferruginizadas. Contiene fragmentos de ammonoideos: *Euhoploceras* sp., *Sonninia* sp.

110.- 0,09 m Calizas margosas con textura *packstone* estratificadas en dos niveles. El primero de unos cuatro centímetros de potencia, es blanquecino y presenta abundantes nódulos de probable naturaleza fosfática. El segundo nivel es más arcilloso y en el aparecen abundantes belemnites.

Desde el nivel 111 hasta el 114 aparece un tramo litológico constituido por una alternancia rítmica de calizas en bancos centimétricos que conforman estratos con contactos netos suavemente ondulados y margocalizas en niveles de 0,01-0,03 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone*. Las margas son lajosas y ligeramente compactas.

111.- 0,01 m Margas.

112.- 0,05 m Calizas con textura *mudstone*.

113.- 0,01 m Margas.

114.- 0,05 m Calizas con textura *mudstone*.

5.2.4 TALVEILA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada a unos 250 m al sur de la localidad de Talveila, a la izquierda del camino que conduce hacia Cantalucia (Fig.5.13). Parte de los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta y Goy (1986). Los nuevos datos se señalizan con la sigla correspondiente.

La columna se sitúa en la hoja número 348 (San Leonardo de Yagüe) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 502.591 m; Y= 4.625.346 m.

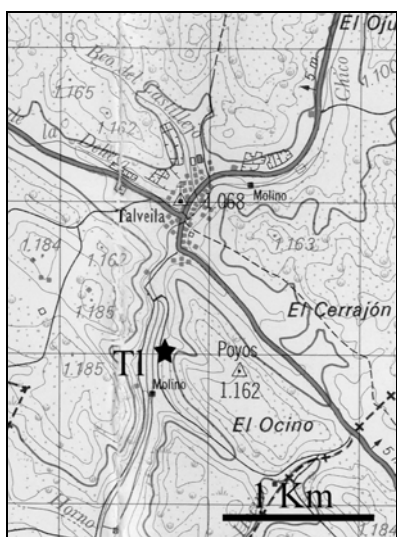


Figura 5.13. Situación geográfica de la sección de Talveila.

Dietl (1974) cita la sección en su estudio de los ammonioideos del Bajociense, aunque no refleja la presencia de sedimentos de edad Aalenense, ya que los primeros ejemplares que encontró pertenecen al Bajociense inferior. Mertmann (1986) identificó cuatro tipos de microfacies aalenenses: (F1), (F3), (F6) y (F8). Ureta y Goy (1986) estudiaron la evolución sedimentaria y la bioestratigrafía del Aalenense en esta sección, identificando una serie de secuencias sedimentarias separadas por discontinuidades, cuya amplitud temporal se estableció gracias a los datos bioestratigráficos obtenidos a partir de ammonioideos. Fernández-López *et al.* (1988) estudiaron las facies carbonatadas del Dogger de la región Talveila-Las Fraguas caracterizando secuencias estratigráficas y discontinuidades, correlacionables en todo el sector Meridional de la Sierra de la Demanda y otras regiones de la Cuenca Ibérica. En el Aalenense identificaron tres secuencias limitadas por discontinuidades (coincidentes con límites de biozonas) que presentan espesores progresivamente menores, y polaridad regresiva. Corresponden con las biozonas de Opalinum, Murchisonae y Concavum, que están representadas por materiales con texturas *mudstone*, *wackestone* y *packstone* bioclásticos, depositados en condiciones de plataforma externa bien oxigenada, poco profunda, generalmente de baja energía y salinidad normal. (Goy y Ureta; 1990) incluyeron esta sección en su estudio regional del Aalenense en la Cordillera Ibérica.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.14 y 5.15).

Desde la base hasta el nivel 46 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por la estratificación de calizas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color claro en superficie y gris claro en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grisáceos claros. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos, belemnites, braquiópodos y gasterópodos. En el techo de los estratos aparecen de forma relativamente frecuente acumulaciones de detrito bioclástico y señales de bioturbación.

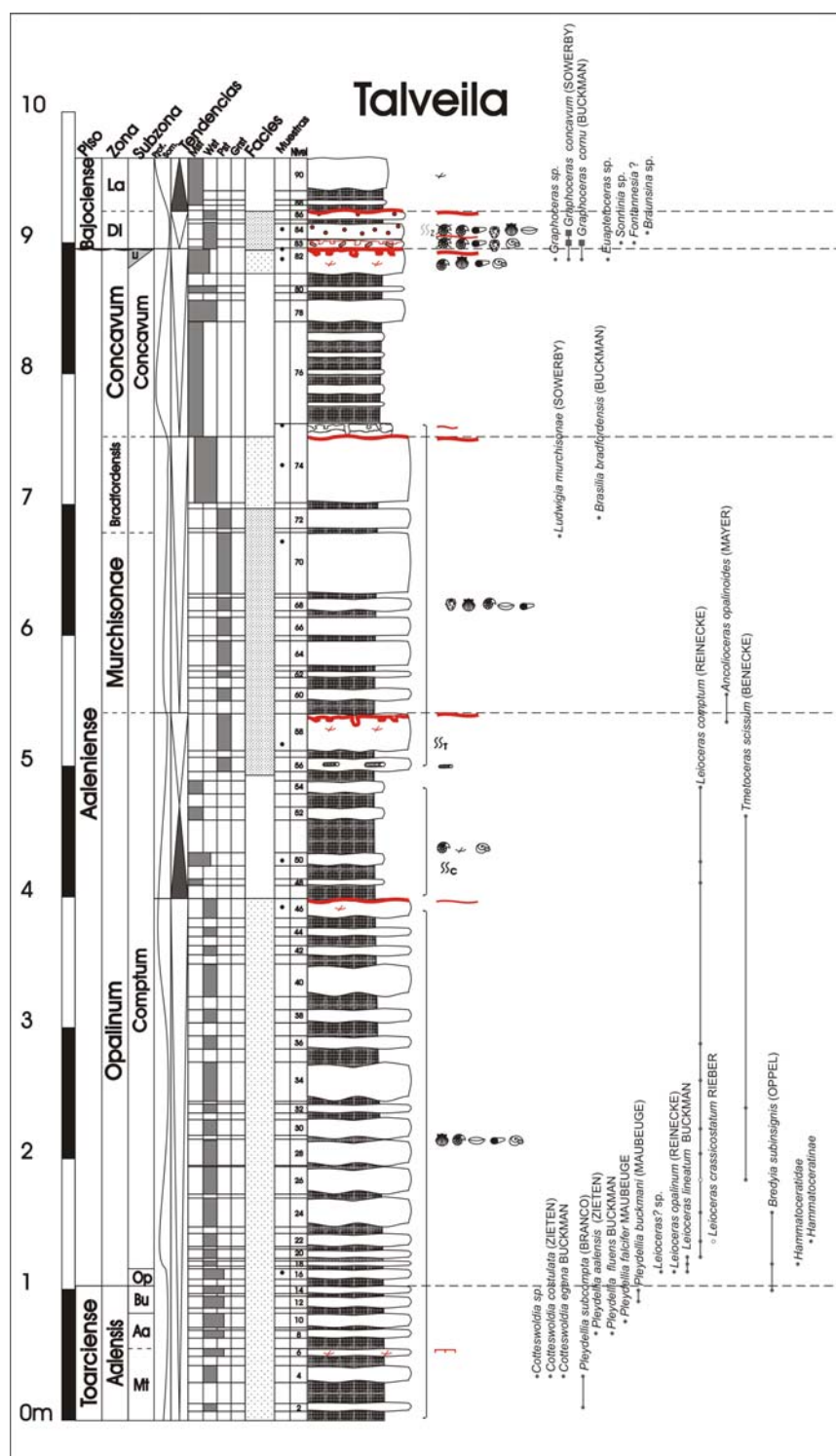


Figura 5.14. Columna estratigráfica de Talveila.

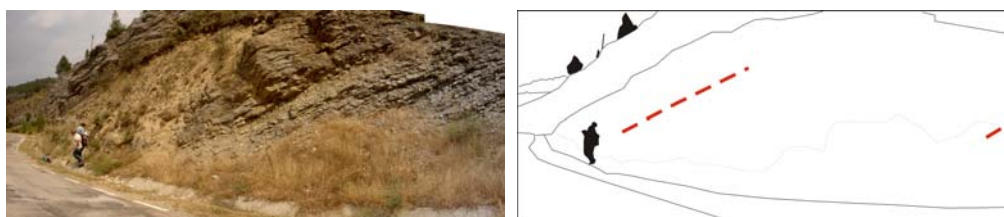


Figura 5.15. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca el techo de la serie y la línea inferior derecha corresponde con la base de la sección.

- 1.- 0,03 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,11 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia subcompta* (Branco).
- 3.- 0,16 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,18 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica, a veces *packstone* nodulosas. Aparecen pelecípodos de concha fina, poco ornamentados y braquiópodos y ammonoideos: *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia egena* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco), *Cotteswoldia* sp.
- 5.- 0,07 m Margas grises.
- 6.- 0,13 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica de color gris, aunque aparece bastante alterada en el afloramiento. Aparecen fragmentos de bioclásticos ferruginizados. Aparece una costra ferruginosa a techo.
- 7.- 0,05 m Margas.
- 8.- 0,07 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia fluens* Buckman.
- 9.- 0,12 m Margas.
- 10.- 0,25 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica, de color claro. Aparecen pelecípodos, braquiópodos y ammonoideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge.
- 11.- 0,12 m Margas.
- 12.- 0,15 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 13.- 0,07 m Margas grises lajosas.
- 14.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Bredya subinsignis* (Oppel).
- 15.- 0,06 m Margas grises lajosas.
- 16.- 0,12 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos (TI-16): *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras opalinum* (Reinecke). Muestra de microfacies (TI-16).
- 17.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 18.- 0,16 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman, *Bredya subinsignis* (Oppel), *Hammatoceratidae*.
- 19.- 0,05 m Margas lajosas.
- 20.- 0,12 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 21.- 0,03 m Margas grises lajosas.
- 22.- 0,23 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *crassicostatum* Rieber, *Hammatoceratinae*.
- 23.- 0,04 m Margas.
- 24.- 0,25 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Bredya subinsignis* (Oppel).
- 25.- 0,03 m Margas lajosas.
- 26.- 0,17 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 27.- 0,02 m Margas.
- 28.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 29.- 0,03 m Margas.
- 30.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 31.- 0,05 m Margas.
- 32.- 0,14 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 33.- 0,07 m Margas.
- 34.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 35.- 0,03 m Margas.
- 36.- 0,38 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 37.- 0,04 Margas.
- 38.- 0,10 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica.
- 39.- 0,02 m Margas.
- 40.- 0,14 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica.
- 41.- 0,04 m Margas.

- 42.- 0,26 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica
 43.- 0,04 m Margas.
 44.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
 45.- 0,02 m Margas.
 46.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. El techo presenta una superficie erosiva que corresponde con una discontinuidad intra-Comptum, como muestran las asociaciones de ammonioideos de los niveles infra- y suprayacentes. Muestra de microfacies (TI-46).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 47 a 54, se constituye un tramo litológico caracterizado por la aparición de calizas más margosas que las del tramo anterior, estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Existe un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. La textura de las calizas es *mudstone* presentando colores grises blanquecinos. Las margas adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil está constituido principalmente por pelecípodos de pequeño tamaño, gasterópodos y ammonioideos. Aparecen numerosas huellas de bioturbación, del icnogénero *Chondrites*.

- 47.- 0,03 m Margas lajosas.
 48.- 0,05 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
 49.- 0,04 m Junta de estratificación margosa.
 50.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos. Muestra de ammonioideos (TI-50): *Leioceras comptum* (Reinecke) y muestra de microfacies (TI-50).
 51.- 0,20 m Margas.
 52.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).
 53.- 0,08 m Margas.
 54.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).

A partir de aquí y abarcando los niveles 55 a 74, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color amarillento con abundantes impregnaciones ferruginosas en superficie, y gris-beige en fractura. Morfológicamente, este tramo genera un resalte acusado. Las margocalizas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos (principalmente de concha gruesa), belemnites, espongiarios y braquiópodos. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Thalassinoides* en los niveles inferiores y en el techo del nivel 74 se desarrolla un *hard-ground*, cuyas perforaciones profundizan hasta unos tres centímetros desde el techo del nivel.

- 55.- 0,03 m Margocalizas.
 56.- 0,13 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen galerías de un centímetro de diámetro, con rellenos en menisco.
 57.- 0,06 m Margocalizas lajosas.
 58.- 0,32 m Calizas cuya textura varía de base a techo desde *grainstone* a *wackestone* bioclásticas. Aparecen abundantes bioturbaciones en el estrato y en el techo se desarrolla un sistema de perforaciones, representando una discontinuidad estratigráfica. Aparecen ammonioideos: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer). Muestra de microfacies (TI-58).
 59.- 0,04 m Margocalizas.
 60.- 0,07 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer).
 61.- 0,03 m Margocalizas.
 62.- 0,08 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.
 63.- 0,02m Margocalizas.
 64.- 0,20 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. El banco aparece dividido en dos estratos, separados entre si por una junta de estratificación margosa.
 65.- 0,02 m Margocalizas.
 66.- 0,17 m Calizas con textura *packstone* bioclástica.
 67.- 0,02 m Margocalizas.
 68.- 0,09 m Caliza con textura *packstone*.
 69.- 0,02 m Margocalizas.
 70.- 0,30 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen fragmentos de espongiarios, secciones de ammonioideos y pelecípodos de concha gruesa de gran tamaño de tipo pectínido. En el techo del estrato está tomada la muestra de ammonioideos (TI-70): *Ludwigia murchisonae* (Sowerby).
 71.- 0,02 m Margocalizas.

72.- 0,14 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen braquiópodos de tipo rinconélido de pequeño tamaño y ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman).

73.- 0,03 m Margocalizas.

74.- 0,64 m Calizas con textura *packstone* en la base que pasan a adquirir texturas *wackestone* e incluso *mudstone* a techo. A 0,10 m del techo, aparece una discontinuidad, que marca el cambio entre las texturas *wackestone* y *mudstone*. En el techo aparece un sistema de galerías rellenas de materiales con textura *packstone* y una costra rojiza muy desarrollada, señales indicativas de *hard-ground*. Muestras de microfacies (Tl-74 y Tl-74 Techo).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 75 a 80 se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas en bancos de 0,04-0,08 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y margas de 0,05 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajas y ligeramente compactas. No se ha encontrado contenido fósil hasta los dos últimos niveles.

75.- 0,19 m Margas lajas negras, que en la base contienen fragmentos bioclásticos reelaborados e intraclastos de color rojizo.

76.- Alternancia de calizas con textura *mudstone* y margas con las siguientes potencias:

0,07 m Calizas muy nodulosas.

0,02 m Margas.

0,05 m Calizas.

0,01 Junta de estratificación margosa.

0,05 m Calizas.

0,05 m Margas.

0,05 m Calizas.

0,04 m Margas.

0,07 m Calizas.

77.- 0,10 m Margas.

78.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen fósiles fragmentados de pequeño tamaño.

79.- 0,08 m Margas.

80.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen fósiles fragmentados de pequeño tamaño.

A partir de aquí y abarcando los niveles 81 a 86, se constituye un tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos potentes. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris claro con impregnaciones ferruginosas. Los niveles 83-86 presentan un contenido abundante de partículas con cubiertas ferruginosas. Morfológicamente, este tramo genera cierto resalte. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, belemnites, braquiópodos y pelecípodos. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Zoophycos* en el nivel 84.

81.- 0,05 m Margas.

82.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone* en la base del estrato, que hacia la parte superior adquiere textura *packstone*. En la parte superior del estrato se desarrolla un *hard-ground*, que se manifiesta por la presencia de huellas de perforación y la existencia de una costra enrojecida, conformando una discontinuidad estratigráfica. La amplitud de la laguna estratigráfica abarca al menos la totalidad de la Subzona Limitatum, como muestran los ammonoideos que aparecen asociados a este nivel y al siguiente. Los ammonoideos que aparecen están resedimentados. Se identifican *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras cornu* (Buckman), *Euaptoceras* sp. Muestra de ammonoideos (Tl-82): *Graphoceras (Ludwigella)* sp. y muestra de microfacies (Tl-82).

83.- 0,05-0,06 m Calizas lajas que contienen litoclastos ferruginizados irregularmente distribuidos. Aparece un nivel de removilización que se manifiesta mediante la acumulación de restos bioclásticos, como ammonoideos resedimentados y reelaborados, belemnites y pelecípodos, con una pátina ferruginosa. El techo del estrato corresponde con una superficie perforada indicativa de una discontinuidad estratigráfica. Entre los reelaborados se encuentran *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras cornu* (Buckman). Los resedimentados incluyen *Sonninia* sp. y la muestra de ammonoideos (Tl-83): *Fontannesia* ?.

84.- 0,08-0,09 m Calizas margosas con textura *packstone* que contienen partículas con cubiertas ferruginizadas irregularmente distribuidas. Se observa la presencia de trazas de bioturbación del icnogénero *Zoophycos*. Aparecen ammonoideos reelaborados y resedimentados y belemnites. Muestra de ammonoideos (Tl-84): *Braunsina* sp. (resedimentados), *Graphoceras concavum* (Sowerby) (reelaborados) y muestra de microfacies (Tl-84).

85.- 0,03 m Margas de color violáceo con partículas con cubiertas ferruginizadas.

86.- 0,08 m Calizas con textura *packstone* partículas con cubiertas ferruginizadas. El techo del estrato corresponde con una superficie erosiva, que marca la existencia de una discontinuidad.

Desde el nivel 87 hasta el 90 aparece un tramo litológico constituido por una alternancia rítmica de calizas en bancos centimétricos que conforman estratos con contactos netos suavemente ondulados y margocalizas en niveles de 0,01-0,03 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone*. Las margas son lajosas y ligeramente compactas.

87.- 0,05 m Margas.

88.- 0,04 m Calizas con textura *mudstone*.

89.- 0,07 m Margas.

90.- 0,25 m Calizas con textura *mudstone*.

5.2.5 LAS FRAGUAS

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada aproximadamente dos kilómetros al suroeste de la localidad de Las Fraguas, tomando el camino de tierra que discurre paralelo al arroyo de Fuenteberros (Fig. 5.16). Se ha seleccionado este afloramiento como sección complementaria de apoyo.

La columna se sitúa en la hoja número 349 (Cabrejas del Pinar) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 522.001 m; Y= 4.614.518 m.



Figura 5.16. Situación geográfica de la sección de Las Fraguas.

Mertmann (1986) identificó cuatro tipos de microfacies: (F1), (F3), (F5) y (F8). Fernández-López *et al.* (1988) estudiaron las facies carbonatadas del Dogger de la región Talveila-Las Fraguas caracterizando las secuencias estratigráficas y las discontinuidades que se han descrito anteriormente en los antecedentes de la columna estratigráfica de Talveila. Goy y Ureta (1990) en su estudio regional del Aalenense en la Cordillera Ibérica, también incluyeron esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

Debido a las malas condiciones del afloramiento, con abundantes tramos cubiertos y semicubiertos, se ha descrito la sección de forma general, midiendo espesores de tramos, en vez de hacerlo nivel a nivel, como en el resto de secciones. La medida de los espesores probablemente muestra valores por exceso, más que por defecto. Las discontinuidades figuradas se han situado en función de la correlación con las secciones cercanas. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.17 y 5.18).

Desde la base y caracterizando el tramo 1 se identifican calizas semicubiertas estratificadas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color claro en superficie y gris claro en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grisáceos claros. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos, belemnites, braquiópodos y gasterópodos. En el techo de los estratos aparecen de forma relativamente frecuente acumulaciones de detrito bioclástico y señales de bioturbación.

Tramo 1: 3 m. Los primeros 1,20 m muestran estratos finos y los 1,80 m restantes son más gruesos y nodulosos. Aparecen fragmentos fósiles entre los que se identifican pelecípodos y ammonoideos. Aparece la siguiente sucesión de ammonites *Pleydellia* sp., *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Tmetoceras?* y *Leioceras comptum* (Reinecke).

A continuación se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas más margosas que las del tramo anterior, estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Existe un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. La textura de las calizas es *mudstone* presentando colores grises blanquecinos, excepto los dos últimos bancos, que son algo más bioclásticos. Las margas adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil está constituido principalmente por pelecípodos de pequeño tamaño, gasterópodos y ammonoideos. Aparecen huellas de bioturbación, del icnogénero *Chondrites*.

Tramo 2: 1,70 m. Aparecen ammonoideos en el estrato superior del tramo: *Leioceras comptum* (Reinecke).

A partir de aquí y constituyendo el tramo 3, casi exclusivamente calcáreo, aparecen calizas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color amarillento con abundantes impregnaciones ferruginosas en superficie, y gris-beige en fractura. Morfológicamente, este tramo genera un resalte acusado. Las margocalizas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos (principalmente de concha gruesa), belemnites, espongiarios y braquiópodos. Aparece una superficie erosiva en el techo del tramo que corresponde con una discontinuidad.

Tramo 3: 3,20 m Calizas constituyendo seis bancos, cada uno de ellos de unos 40 centímetros de potencia aproximadamente. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia murchisonae* (Sowerby).

A partir de aquí, se constituye el tramo litológico 4 caracterizado por una alternancia rítmica de calizas en bancos de 0,04-0,08 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y margas de 0,05 m de espesor. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajas y ligeramente compactas. No se ha encontrado contenido fósil. Aparece una superficie erosiva en el techo del tramo que corresponde con una discontinuidad.

Tramo 4: 1,80 m de potencia.

A partir de aquí se constituye el tramo 5, que corresponde con calizas en bancos decimétricos potentes, que están parcialmente cubiertas. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan un color gris claro con impregnaciones ferruginosas. Morfológicamente, este tramo genera cierto resalte. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, belemnites, braquiópodos y pelecípodos.

Tramo 5: 0,5 m Calizas estratificadas en cuatro bancos. Los bancos primero y segundo muestran el desarrollo de sistemas de perforaciones en los techos de cada uno. A techo de cada uno de los dos bancos Aparece una superficie erosiva en el techo del tramo, que corresponde con una discontinuidad. En el segundo banco se reconocen litoclastos ferruginizados, junto con ammonoideos reelaborados. Los dos bancos superiores adquieren texturas menos bioclásticas. Se reconoce *Graphoceras* sp. reelaborados.

El tramo litológico 6 constituye una alternancia rítmica de calizas en bancos centimétricos que conforman estratos con contactos netos suavemente ondulados y margocalizas en niveles de 0,01-0,03 m de espesor, que está parcialmente cubierta. Las calizas presentan textura *mudstone*. Las margas son lajas y ligeramente compactas.

Tramo 6: 0,5 m Calizas con textura *mudstone*. No se ha encontrado contenido fósil.

Figura 5.17. Columna estratigráfica de Las Fraguas.

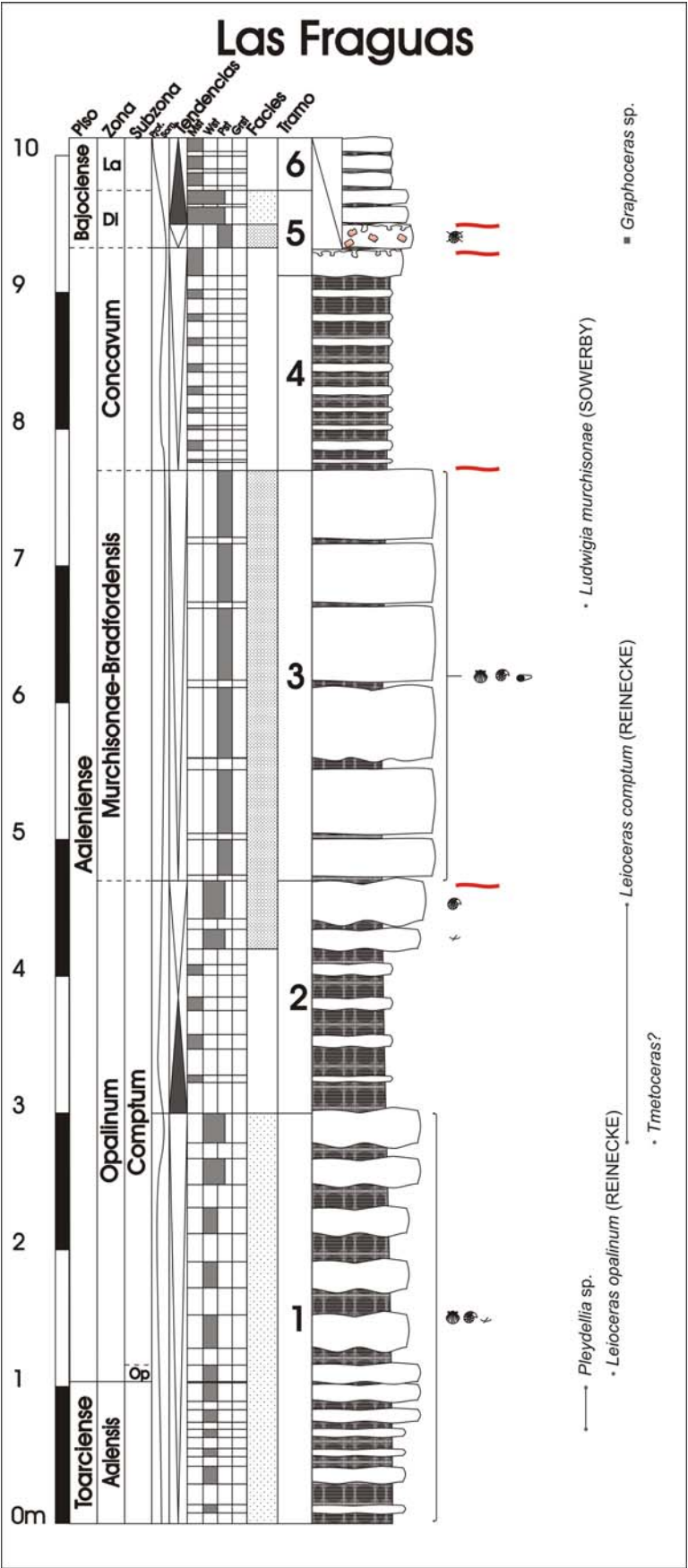


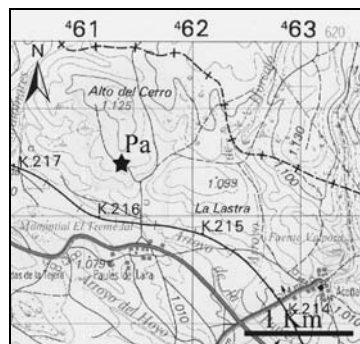
Figura 5. 18. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el techo de la serie

5.2.6 PAULES DE LARA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada unos 500 m al norte de la localidad de Paules de Lara, en el camino de tierra que sale desde la carretera comarcal BU-P-8012 hacia el Alto del Cerro. El corte se encuentra situado en el talud occidental del camino (Figura 5.19).

La columna se sitúa en la hoja número 277 (Salas de los Infantes) a E. 1:50.000.
Coordenadas U.T.M. de la base: X= 461.400 m; Y= 4.667.650 m.



El corte no está citado en la bibliografía, y corresponde con un afloramiento parcial de Aalenense Medio y Superior.

Figura 5.19. Situación geográfica de la sección de Paules de Lara.

Descripción litológica y contenido fósil.

La columna ha sido levantada a partir de los materiales calcáreos pertenecientes al Aalenense medio, ya que la parte inferior no aflora. Abarca desde la Zona Murchisonae del Aalenense hasta la base de la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior. El nivel de resolución de los ammonoideos no ha permitido delimitar subzonas (Figs. 5.20 y 5.21).

La serie corresponde a un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso y tabular. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos, equinodermos y ammonites.

- 1.- Cubierto.
- 2.- 0,10-0,12 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color gris, algo recrystalizadas, de aspecto terroso. La matriz contiene bioclastos ferruginizados. Aparecen placas de equinodermos. Muestra de microfácies (Pa-2).
- 3.- 0,02 m Junta de estratificación irregular.
- 4.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* poco bioclásticas. Se observa que la matriz está afectada por bioturbaciones que concentran localmente los fragmentos bioclásticos. Aparecen pelecípodos y ammonoideos: *Ludwigia crassa* Horn. Muestras de ammonoideos y microfácies (Pa-4).
- 5.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.
- 6.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-packstone* poco bioclásticas, de color gris. Aparecen placas de equinodermos y pelecípodos. Muestras de microfácies (Pa-6).
- 7.- 0,02-0,03 m Margas lajasas.
- 8.- 0,16 m Calizas más compactas con textura *packstone-wackestone* bioclástica. Aparecen pelecípodos, placas de equinodermos y ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman); *Brasilia gigantea* (Buckman). (Pa-8).
- 9.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.
- 10.- 0,18-0,25 m Calizas de aspecto terroso con textura *packstone*, más bioclástico que los niveles anteriores. Es un nivel muy irregular, algo enrojecido. En el techo se identifica una superficie erosiva que caracteriza una discontinuidad, cuya laguna estratigráfica abarca al menos la Subzona Limitatum, como marcan las asociaciones de ammonoideos infra- y suprayacentes. En todo el nivel aparecen gasterópodos y ammonoideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby); *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras* cf. *rudis* (Buckman), *Graphoceras* sp. Muestras de ammonoideos y microfácies (Pa-10).
- 11.- 0,01 m Junta de estratificación correspondiente a una cicatriz erosiva.
- 12.- 0,22 m Calizas con textura *packstone* poco bioclástica en la base, que hacia techo pasa a ser *wackestone*. Corresponde con un nivel de removilización, en el cual pueden distinguirse dos estratos gruesos amalgamados. El inferior tiene una base irregular, mide alrededor de diez centímetros y en él abundan los litoclastos que aparecen muy ferruginizados y perforados. Aparecen moldes internos de aspecto muy alterado, erosionados y

cubiertos por una pátina de hierro. Hay abundantes impregnaciones de hierro y la matriz presenta una porosidad importante. El techo muestra una cicatriz erosiva. Aparecen *Graphoceras cornu* (Buckman); *Graphoceras concavum* (Sowerby); (Pa-12 inf.). El nivel superior tiene un color gris, aspecto menos alterado. En la parte superior se observan bioturbaciones de tipo *Zoophycos*, litoclastos de menor tamaño que los anteriores y más dispersos, y ammonioideos reelaborados con mejor estado de preservación que en el nivel inferior, y en el techo se desarrolla una superficie erosiva que conforma una discontinuidad. En la parte superior aparecen ammonioideos resedimentados y reelaborados: *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman); *Haplopleuroceras mundum* Buckman; *Graphoceras* sp. (reelaborados), *Graphoceras pulchrum* (Buckman) (reelaborados); *Braunsina projecta* Buckman; *Braunsina subcuadrata* Buckman; *Oedania* cf. *inflata* Buckman. Muestras de ammonioideos y microfácies (Pa-12 sup.).

13.- 0,01 m Margas grises lajosas.

14.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*, a veces recrystalizada. Muestras de microfácies (Pa-14).

15.- Junta de estratificación margosa.

16.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*.

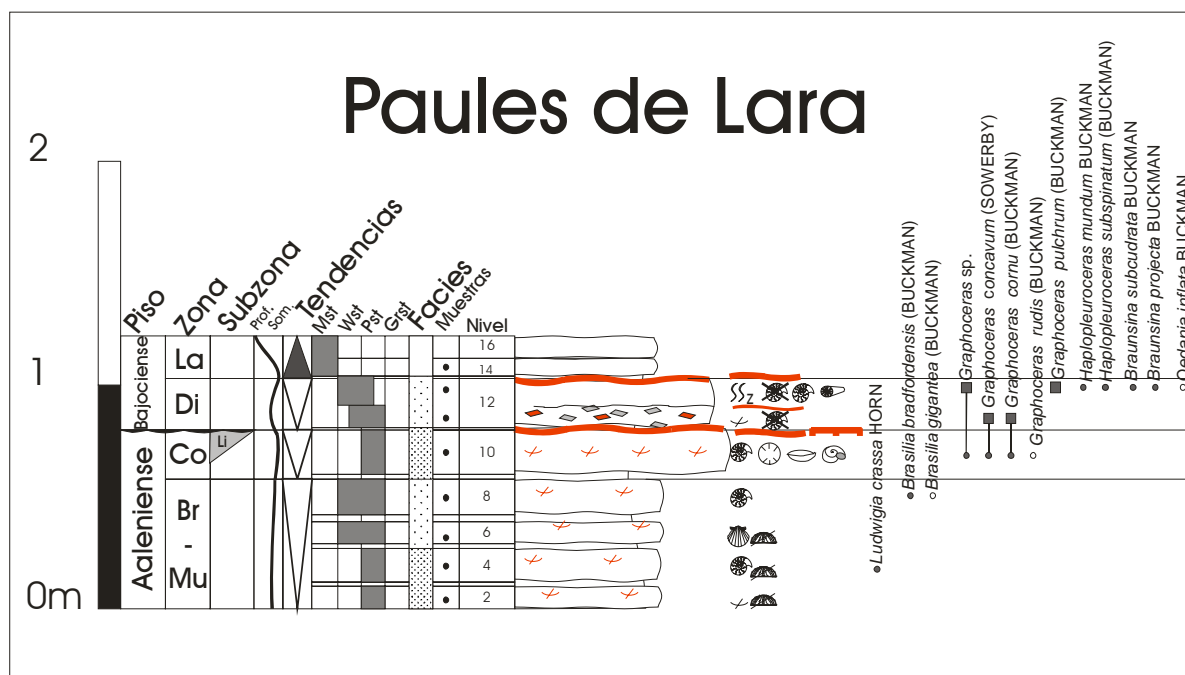


Figura 5.20. Columna estratigráfica de Paules de Lara.

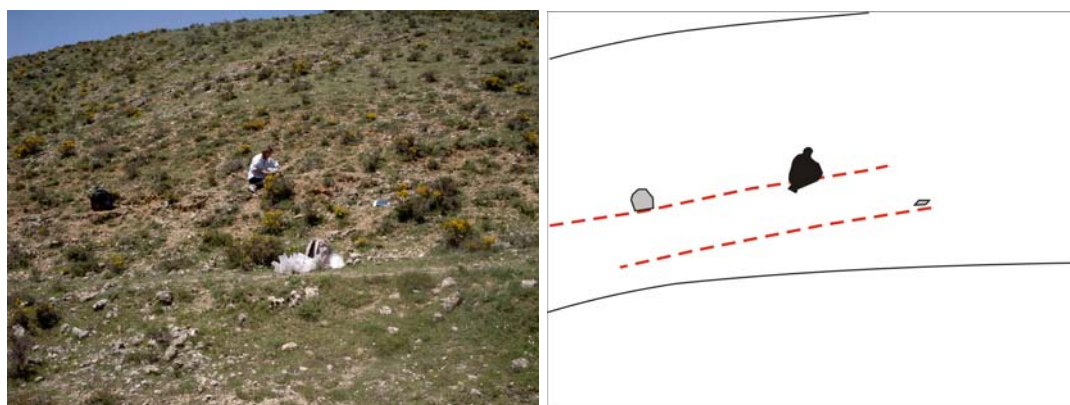


Figura 5.21. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. Las líneas rojas discontinuas marcan la base y el techo de la sección.

5.2.7 QUINTANILLA DE LAS VIÑAS

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada unos 300 m al suroeste de la localidad de Quintanilla de las Viñas, en la carretera comarcal BU-V-8207, que une el pueblo con la carretera N-234. El corte se encuentra situado en el talud occidental, a lo largo de un camino de tierra que discurre paralelo a la carretera (Figura 5.22).

La columna se sitúa en la hoja número 277 (Salas de los Infantes) a E. 1:50.000.

Coordenadas U.T.M. de la base: X= 460.200m; Y= 4.663.700 m.

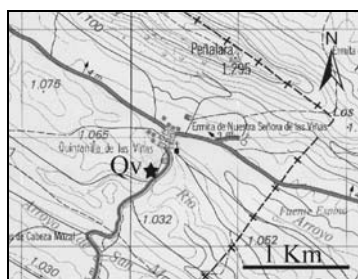


Figura 5.22. Situación geográfica de la sección de Quintanilla de las Viñas.

El corte fue estudiado por Westermann (1955) identificando ammonioideos del Toarciense superior y Aalenense inferior y medio. Valladares (1976a, 1976b, 1980) reflejó la evolución sedimentaria de los materiales en éste y otros cortes del borde occidental de la Cuenca de Cameros desde el Jurásico Inferior hasta el Superior. En referencia a los materiales del comienzo del Dogger, la autora refiere que las alternancias de calizas y margas, a las que se refiere como “Tramo margoso”, se sedimentaron en una plataforma por debajo de la zona de acción del oleaje. La parte inferior de lo que denomina “Tramo calcáreo” corresponde con calizas que pueden presentar oolitos ferruginosos y esponjas, indicativas de medios con influencia del oleaje, aunque poco energéticos. Mertmann (1986) identificó un tipo de microfácies en los materiales aalenenses del corte: (F1), subtipo 1.2.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base del corte se sitúa en la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. Existe predominio de los niveles calizos sobre los margosos que continua desarrollándose durante parte del Aalenense. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.23 y 5.24).

Desde la base hasta el nivel 18 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* bioclástico, ocasionalmente *packstone*, y presentan un color gris en superficie y en fractura. Las margas tienen color gris y presentan estructura lajosa, formando niveles muy irregulares. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos y ammonites y en menor medida por gasterópodos y braquiópodos.

- 1.- 0,03 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástica, localmente *packstone*, de color gris. La matriz contiene hierro disperso. Aparecen frecuentes pelecípodos epibentónicos de tipo ostreido y ammonioideos: *Pleydellia mactra* (Dumortier). Muestra de ammonioideos y microfácies (Qv-2).
- 3.- 0,02 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,14 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*, puntualmente *packstone* por la bioturbación, aunque menos bioclástica que las anteriores. Se estratifica en un nivel doble noduloso. Aparecen pelecípodos del tipo *Trigonia*.
- 5.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 6.- 0,08 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*, localmente *packstone* muy bioturbadas, nodulosas. Aparecen distintos tipos de pelecípodos, epibentónicos y pectiniformes.
- 7.- 0,02-0,03 m Margas lajosas.
- 8.- 0,22-0,28 m Calizas nodulosas con textura *packstone-wackestone* bioclástica, puntualmente *mudstone*. Se estratifica en dos niveles, el superior mucho más noduloso, de unos 12 centímetros, tiene una cicatriz erosiva a techo y una costra ferruginosa, conformando una discontinuidad. Todo el nivel aparece teñido de óxidos de hierro. Aparecen pelecípodos de tipo pectínido y ammonioideos resedimentados y reelaborados. Reelaborados:

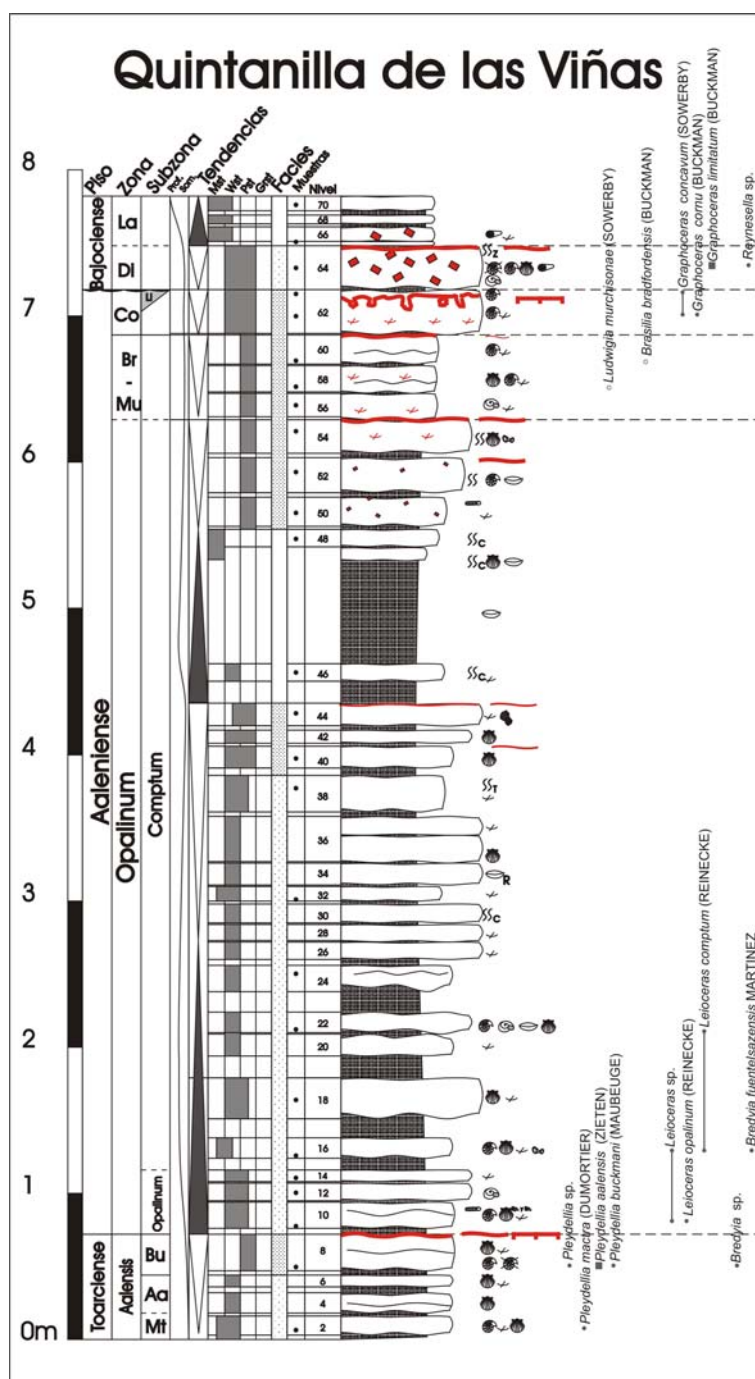


Figura 5.23. Columna estratigráfica de Quintanilla de las Viñas.

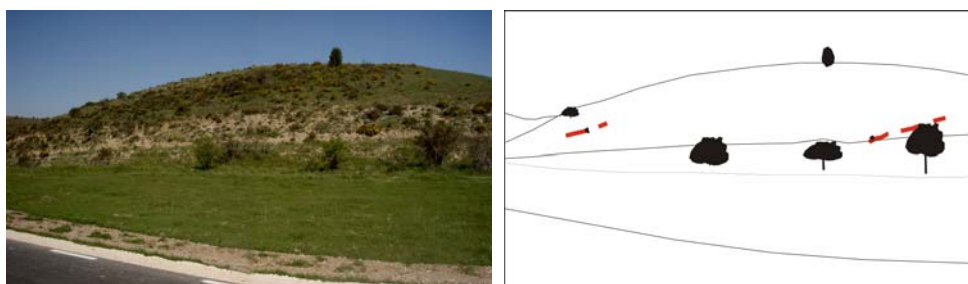


Figura 5.24. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. Las líneas rojas discontinuas marcan la base (línea derecha) y el techo (línea izquierda) de la sección.

Pleydellia aalensis (Zieten). Resedimentados: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge); *Pleydellia* sp.; *Bredya* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-8).

9.- 0,03-0,04 m Margas lajosas.

10.- 0,13-0,20 m Calizas nodulosas con textura *wackestone-packstone*, menos bioclástico que los niveles anteriores. Es un nivel muy irregular, que lateralmente se divide en dos niveles amalgamados, que presentan cierto resalte. Aparecen galerías de bioturbación decimétricas horizontales. De forma local hay concentraciones puntuales de bioclastos. Se observan secciones de ammonoideos. *Leioceras opalinum* (Reinecke); *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-10).

11.- 0,01 m Nivel margoso muy irregular.

12.- 0,12 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* poco bioclástico. Tiene una base irregular. Aparecen gasterópodos de tipo *Pleurotomaria*. Muestra de gasterópodos (Qv-12).

13.- 0,01 m Margas grises lajosas.

14.- 0,08 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* bioclástico, localmente *packstone*. Es un nivel de aspecto más compacto y tabular. Muestra de microfacies (Qv-14).

15.- 0,08 m Margocalizas grises lajosas.

16.- 0,14 m Calizas nodulosas con textura *mudstone-wackestone* algo bioclásticas. Se reconocen pelecípodos endobentónicos y abundantes ammonoideos. Aparecen ammonoideos adultos y juveniles, algunos de ellos colonizados por epibiontes de tipo serpúlido, que indican deriva necroplancónica. *Leioceras comptum* (Reinecke); *Leioceras* sp.; *Bredya fuentelsazensis* Martínez. Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-16).

17.- 0,13 m Margas marrones, algo margocalcáreas, pero poco endurecidas.

18.- 0,28 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* en la base, algo más bioclásticas a techo. En determinadas zonas la bioturbación genera concentraciones locales de detrito bioclástico, mostrando localmente textura *wackestone*. Es un nivel muy irregular. Muestra de microfacies (Qv-18).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 19 a 24, se constituye un tramo litológico caracterizado por una alternancia calcáreo-margosa, con predominio de las margas frente a las calizas. La textura de las calizas es *wackestone* poco bioclástico presentando colores grises en superficie y en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil está constituido principalmente por ammonoideos y pelecípodos, con concentraciones puntuales de braquiópodos rinconélidos y gasterópodos.

19.- 0,15 m Margas oscuras gris-marrón alteradas.

20.- 0,15 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* poco bioclástico.

21.- 0,01 m Margas grises lajosas.

22.- 0,14 m Calizas muy nodulosas con textura *wackestone* poco bioclástico. Se reconocen abundantes pelecípodos endobentónicos, ammonoideos, gasterópodos de tipo *Pleurotomaria* y braquiópodos de tipo rinconélido, de pequeño tamaño. *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Qv-22).

23.- 0,13- 0,14 m Margocalizas semicubiertas.

24.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico de color gris, que se dividen en dos bancos amalgamados y bastantes cubiertos.

A partir de aquí y abarcando los niveles 25 a 44, se constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por calizas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Las margas consisten en juntas de estratificación bastante irregulares, que lateralmente se pierden. Morfológicamente este tramo genera un resalte acusado. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos, ammonoideos y fragmentos bioclásticos.

25.- 0,04 m Margocalizas irregulares.

26.- 0,12 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* poco bioclástico, localmente más bioclástico por la bioturbación.

27.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

28.- 0,10-0,11 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico, localmente puede ser más bioclástico. Nivel con límites muy irregulares.

29.- 0,01 m junta de estratificación margosa.

30.- 0,13 m Calizas nodulosas con textura *wackestone* poco bioclástico, localmente más bioclástico. Aparecen *Chondrites* de forma local.

31.- 0,02 m Margocalizas.

32.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico, localmente más bioclástico. Nivel más tabular. Muestra de microfacies (Qv-32).

33.- 0,01 m Margocalizas.

34.- 0,14-0,15 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico, localmente más bioclástico, algo alteradas con ferruginizaciones. Aparecen braquiópodos de tipo rinconélido.

35.- 0,01 m Margas.

36.- Nivel doble:

36 a.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico. Aparecen pelecípodos. Se encuentran pequeños nódulos de hierro, que dan al nivel un aspecto brechoide.

36 b.- 0,13 m Calizas *wackestone-packstone*, con restos de hierro y frecuentes fragmentos bioclásticos.

37.- 0,03 Margas.

38.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclástico. Es un nivel noduloso con dos o tres estratos amalgamados. Aparecen pelecípodos de tipo trigónido. Se observan abundantes huellas de bioturbación, reconociéndose bioturbación de tipo *Thalassinoides*. Muestra de microfacies (Qv- 38).

39.- 0,05 m Margocalizas grises.

40.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, granocrecientes. A techo se encuentran más enrojecidas, formando de forma local un *hard-ground* incipiente. Aparecen grandes pelecípodos. Muestra de microfacies (Qv-40).

41.- 0,02 m Margocalizas.

42.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone-packstone*.

43.- 0,03 m Margocalizas.

44.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas, enrojecidas a techo, donde se desarrolla una superficie erosiva, que marca una discontinuidad. Aparecen briozoos ferruginizados. Muestra de microfacies (Qv-44).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 45 a 48, se constituye un tramo litológico caracterizado por una alternancia calcáreo-margosa, con existencia de un predominio de las margas frente a las calizas. La textura de las calizas es *mudstone* presentando colores grises en superficie y en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil, poco abundante, está constituido principalmente por braquiópodos rinconélidos y terebratulidos y pelecípodos.

45.- 0,15 m Margas lajosas de colores oscuros (grises y marrones).

46.- 0,10- 0,12 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* blanquecinas por la alteración, de color gris en corte fresco. Se observan bioturbaciones de tipo *Chondrites*, de notable diámetro (2-3 mm). El banco tiene aspecto terroso. Muestra de microfacies (Qv-46).

47.- 0,80 m Margas grises. Los últimos 0,10 m corresponden con una capa calcárea, que aparece localmente cubierta, y que tiene textura *mudstone*. En ella se reconocen *Chondrites*. En todo el nivel aparecen braquiópodos de tipo rinconélido y terebratulido, así como pelecípodos endobentónicos.

48.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Se observan bioturbaciones de tipo *Chondrites*. Muestra de microfacies (Qv-48).

A partir de aquí y abarcando los niveles 49 a 64, se constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Estos niveles carbonatados contienen fragmentos fósiles, litoclastos y/o partículas cubiertas ferruginizados. Las margas consisten en juntas de estratificación bastante irregulares, que lateralmente se pierden. Morfológicamente este tramo genera un resalte acusado. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos, ammonoideos y fragmentos bioclásticos.

49.- 0,01- 0,02 m Margas.

50.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con litoclastos ferruginizados, que se dividen en dos estratos irregulares con una junta de estratificación hacia la mitad. Se reconocen galerías de bioturbación de forma ocasional. Muestra de microfacies (Qv-50).

51.- 0,02-0,03 m Junta de estratificación margosa.

52.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con litoclastos ferruginizados. A techo del estrato se desarrolla una pequeña discontinuidad, representada por una costra ferruginosa incipiente. Se observan trazas de bioturbación. Aparecen braquiópodos y secciones de ammonoideos ferruginizadas. Muestra de microfacies (Qv-52).

53.- 0,02-0,03 m Margocalizas.

54.- 0,23 m Calizas con textura *wackestone* bioclástico, localmente *packstone* con bioclastos ferruginizados. En el techo del estrato se desarrolla una superficie erosiva irregular, con una costra de hierro, conformando una discontinuidad. Aparecen pelecípodos y serpúlidos colonizando a estos. Muestra de microfacies (Qv-54).

55.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.

56.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* con hierro y con bioclastos ferruginizados. Aparecen abundantes bioclastos, entre ellos destacan gasterópodos turritelados. Muestra de microfacies (Qv-56).

57.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

58.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* con bioclastos ferruginizados, que presentan un aspecto alterado. Es un nivel doble, con una junta de estratificación margosa irregular. Aparecen abundantes restos bioclásticos, entre ellos pelecípodos de tipo ostreido y ammonoideos: *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-58).

59.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

60.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, que presentan un aspecto muy alterado. Este nivel localmente se divide en dos estratos. En el techo se observa una superficie erosiva, que marca una discontinuidad. Aparecen ammonoideos: *Brasilia* cf. *bradfordensis* (Buckman). Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-60).

61.- 0,01 m Junta de estratificación margosa muy irregular.

62.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con bioclastos ferruginizados, que presentan un aspecto alterado. En la parte central del estrato hay una junta de estratificación margosa que desaparece lateralmente. En el techo del estrato se desarrolla una superficie erosiva ferruginizada con perforaciones que marcan una discontinuidad. La laguna estratigráfica abarca al menos la Subzona Limitatum, según marcan las asociaciones de ammonoideos de éste y el siguiente nivel. Aparecen ammonoideos resedimentados: *Graphoceras concavum* (Sowerby); *Graphoceras cornu* (Buckman). Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-62).

63.- Junta de estratificación margosa muy irregular, que es equivalente a una superficie de erosión.

64.- 0,16-0,25 m Caliza con textura *wackestone-packstone*. Nivel de removilización con abundantes litoclastos ferruginizados. Se observan huellas de bioturbación de tipo *Zoophycos*. En el techo aparece una superficie erosiva que marca una discontinuidad. Aparecen belemnites, pelecípodos, ammonoideos reelaborados, cubiertos por una pátina de hierro: *Graphoceras limitatum* (Buckman) y resedimentados: *Reynesella* ?. Muestra de ammonoideos y microfacies (Qv-64).

A partir de aquí se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas dispuestas en bancos de unos 0,10 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y finos niveles de margocalizas. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajosas y ligeramente compactas. El contenido fósil es escaso.

65.- 0,03 m margocalizas, que forman una costra rojiza. Muestra de microfacies (Qv- 65).

66.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, algo bioclástico, con litoclastos deformados y ferruginizados. Aparecen belemnites. Muestra de microfacies (Qv-66).

67.- 0,02 m Margas.

68.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone*.

69.- 0,03 m Margas lajosas.

70.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Qv-70).

5.2.8 PIEDRAHITA DE MUÑO

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada a medio kilómetro al suroeste de la localidad de Piedrahita de Muñó, en el kilómetro 6 de la carretera comarcal que une las localidades de Barbadillo del Mercado y Vizcaínos. El corte se encuentra situado en el talud occidental de dicha carretera (Fig. 5.25). Se ha seleccionado este afloramiento como sección complementaria de apoyo. Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta (1977).

La columna se sitúa en la hoja número 277 (Salas de los Infantes) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 474.272 m; Y= 4.658.291 m.

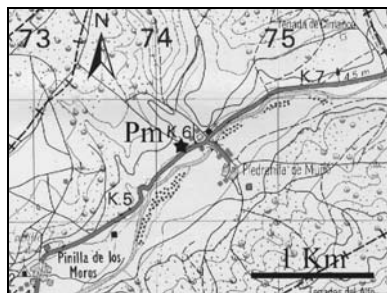


Figura 5.25. Situación geográfica de la sección de Piedrahita de Muñó.

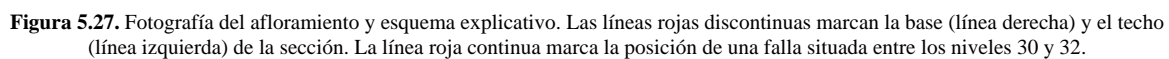
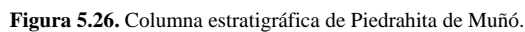
Bulard (1972) hace referencia a este corte en su Tesis Doctoral sobre la estratigrafía del Jurásico Medio y Superior. Dietl (1974) citó la sección en su estudio de los ammonioideos del Bajociense donde hace algunas consideraciones del límite Toarciense-Aaleniese, aunque en esta sección concretamente, estudia los ejemplares de edad Bajociense inferior. Ureta (1977) realizó la estratigrafía del corte, así como la caracterización bioestratigráfica del Toarciense Superior y Aaleniese de la sección mediante el estudio de ammonioideos. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F2) y (F8).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se localiza dentro de la alternancia rítmica calcáreo-margosa del Aaleniese inferior, en el cual existe un predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Opalinum (*p. p.*) del Aaleniese, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.26 y 5.27).

Desde la base hasta el nivel 30 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* poco bioclástico y presentan un color amarillento en superficie y en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas y recristalizaciones de calcita. Las margas tienen colores grises y presentan estructura lajosa, formando niveles muy irregulares. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos y ammonioideos y puntualmente por placas de equinodermos.

- 1.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,20 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Se estratifica en dos niveles.
- 3.- 0,02 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,10 m Caliza con textura *wackestone-mudstone*.
- 5.- 0,02 m Margas.
- 6.- 0,09 m Caliza con textura *wackestone-mudstone*.
- 7.- 0,05 m Margas.
- 8.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen fragmentos bioclásticos removilizados, entre los que se reconocen *Ctenostreon* y ammonioideos: *Leioceras* sp., *Leioceras lineatum* Buckman (M). En campo: *Nautilus* sp.
- 9.- 0,02 m Margas.
- 10.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos huecos.
- 11.- 0,04 m Margas.
- 12.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras uncinatum* Buckman (M), *Leioceras comptum* (Reinecke.), *Bredya subinsignis* (Oppel).
- 13.- 0,08 m Margas grises lajosas.
- 14.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*. Se reconocen fragmentos de equinodermos y ammonioideos: *Leioceras undatum* (Buckman) y *Leioceras* sp.
- 15.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 16.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*. Se reconocen nautiloideos y ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke.), *Leioceras* sp. En campo: *Nautilus* sp.
- 17.- 0,03 m Margas grises lajosas.



- 18.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*.
- 19.- 0,03 m Margas lajosas.
- 20.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*. Nivel noduloso.
- 21.- 0,03 m Margas grises lajosas.
- 22.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*. Se reconocen ostreidos y ammonioideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke).
- 23.- 0,03m Margas.
- 24.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* que forman un nivel muy irregular y noduloso. Aparecen ammonioideos: *Leioceras* sp.
- 25.- 0,08 m Margas lajosas.
- 26.- 0,08 m Caliza con textura *wackestone-mudstone*.
- 27.- 0,08 m Junta de estratificación margosa.
- 28.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone*.
- 29.- 0,08 m Margas.
- 30.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Aparece una falla a techo de este nivel.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 31 a 40, se constituye un tramo litológico caracterizado por una alternancia calcáreo-margosa, con predominio de las margas frente a las calizas. Éstas, más margosas que las del tramo anterior, están estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Su textura es *mudstone* presentando colores grises en superficie y en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil es escaso y está constituido por ammonioideos. Aparecen huellas de bioturbación, del icnogénero *Chondrites*.

- 31.- 0,02 m Margas.
- 32.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.
- 33.- 0,09 m Margas.
- 34.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*.
- 35.- 0,18 m Margas.
- 36.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*.
- 37.- 0,06 Margas.
- 38.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone*.
- 39.- 0,06 m Margas.
- 40.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos *Tmetoceras scissum* Benecke (rodado), *Leioceras* sp. (rodado), *Ancolloceras*?

A partir de aquí y abarcando los niveles 41 a 44, se constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Las margas consisten en juntas de estratificación bastante irregulares, que lateralmente se pierden. Morfológicamente este tramo genera un resalte acusado. Es frecuente que los bioclastos aparezcan fragmentados y concentrados en acumulaciones locales. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*.

- 41.- 0,06 m Margas.
- 42.- 0,25 m Calizas con textura *mudstone-packstone*. Se estratifican en dos niveles, el primero de 0,08 m, que presenta textura *mudstone* y cuyo techo es una superficie perforada. El siguiente es un nivel de removilización con textura *packstone*.
- 43.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 44.- 0,45 m Calizas con textura *wackestone* bioclástico. Es un nivel que se divide en dos estratos.

A partir de aquí y abarcando los niveles 45 a 56, se constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por una alternancia calcáreo-margosa con niveles irregulares. La textura es *packstone*. Es frecuente que los fósiles (ammonioideos, esponjas y belemnites) aparezcan fragmentados y concentrados en acumulaciones locales. En el techo del nivel 54 se desarrolla un *hard-ground*.

- 45.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 46.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*. Nivel de removilización, en cuyo techo aparece una superficie erosiva que representa una discontinuidad.
- 47.- 0,01 m Margas.
- 48.- 0,10 m Margas con nódulos de calizas con textura *packstone*.
- 49.- 0,01 m Margas.

50.- 0,30 m Calizas con textura *packstone* que se subdivide en tres estratos irregulares.

52.- 0,08 m Margas con nódulos de calizas con textura *packstone*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras* sp., *Ludwigia* sp., *Ludwigia murchisonae* (Sowerby).

53.- 0,01 m Margas.

54.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone*. En el techo del estrato se desarrollan perforaciones y ferruginizaciones que conforman un *hard-ground*. Esto representa una discontinuidad importante, cuya laguna estratigráfica implica al menos la totalidad de la Zona Concavum, ya que el desarrollo de facies es prácticamente idéntico a la cercana sección de Castrovido, donde las asociaciones de ammonioideos muestran el desarrollo de una laguna de tal envergadura.

56.- 0,06 m Calizas con textura *packstone* que conforman un nivel de removilización con restos de espongiarios, belemnites y ammonioideos reelaborados. El techo muestra una cicatriz erosiva, que implica una discontinuidad estratigráfica.

A partir de aquí se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas dispuestas en bancos de unos 0,10 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y finos niveles de margocalizas. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajosas y ligeramente compactas. No se han encontrado restos fósiles.

57.- 0,03 m Margas.

58.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.

5.2.9 CASTROVIDO

Situación y antecedentes.

Esta columna ha sido levantada en un barranco situado aproximadamente a medio kilómetro al noroeste del cruce de la carretera comarcal 113 que comunica las localidades de Salas de los Infantes y Barbadillo del Pez, con la que se dirige a la localidad de Terrazas (Fig. 5.28). El corte se encuentra situado en la ladera oeste del barranco. Parte de los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). Los nuevos datos de campo se señalan con su sigla correspondiente.

La columna se sitúa en la hoja número 277 (Salas de los Infantes) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 477.400 m; Y= 4.656.000 m.

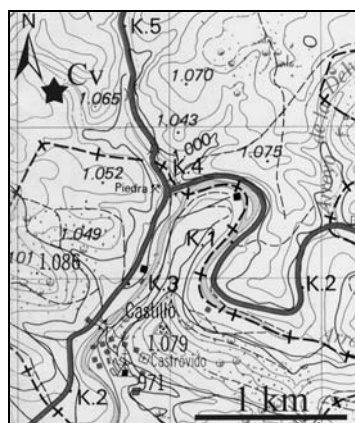


Figura 5.28. Situación geográfica de la sección de Castrovido.

Mensink (1965) trató aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, y aspectos bioestratigráficos del Aalenense en este corte. Bulard (1972) hace referencia a este corte en su Tesis Doctoral de la estratigrafía del Jurásico Medio y Superior. Dietl (1974) citó la sección en su estudio de ammonioideos bajocienses donde hace algunas consideraciones del límite Toarciense-Aalenense, aunque en esta sección concretamente, estudia los ejemplares de edad Bajociense inferior. Valladares (1976a, 1976b, 1980) incluye los materiales del Aalenense de esta sección en sus estudios de la evolución del Jurásico, como se expone en los antecedentes de la sección de Quintanilla de las Viñas. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó las Facies 1, 2, 3, 4 y 6 que propuso en su estudio, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonioideos. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1, subtipo 1.3), (F2) y (F8).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se localiza dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior, en el cual existe un predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.29 y 5.30).

Desde la base hasta el nivel 58 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por bancos de calizas decimétricos que varían lateralmente de potencia con contactos netos y alabeados. Son bancos irregulares de aspecto noduloso que pueden solaparse unos con otros. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Suelen estar alterados y presentan impregnaciones ferruginosas y recristalizaciones de calcita. Las margas tienen colores grises y presentan estructura lajosa, formando niveles muy irregulares que pueden llegar a desaparecer lateralmente. El contenido fósil es muy abundante y está compuesto principalmente por pelecípodos y ammonites y en menor medida por braquiópodos y más escasamente gasterópodos. En el techo de los estratos aparecen de forma relativamente frecuente acumulaciones de detrito bioclástico y señales de bioturbación.

- 1.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 2.- 0,08 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Cotteswoldia subcandida* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *bifax* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *limatula* Buckman, *Cotteswoldia* aff. *distans* (Buckman), *Pleydellia subcompta* (Branco), *Pleydellia mactra* (Dumortier).
- 3.- 0,04 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia* cf. *mactra* (Dumortier), *Cotteswoldia* sp.
- 5.- 0,03 m Margas.
- 6.- 0,27 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia mactra* (Dumortier), *Pleydellia subcompta* (Branco), *Cotteswoldia egena* Buckman.

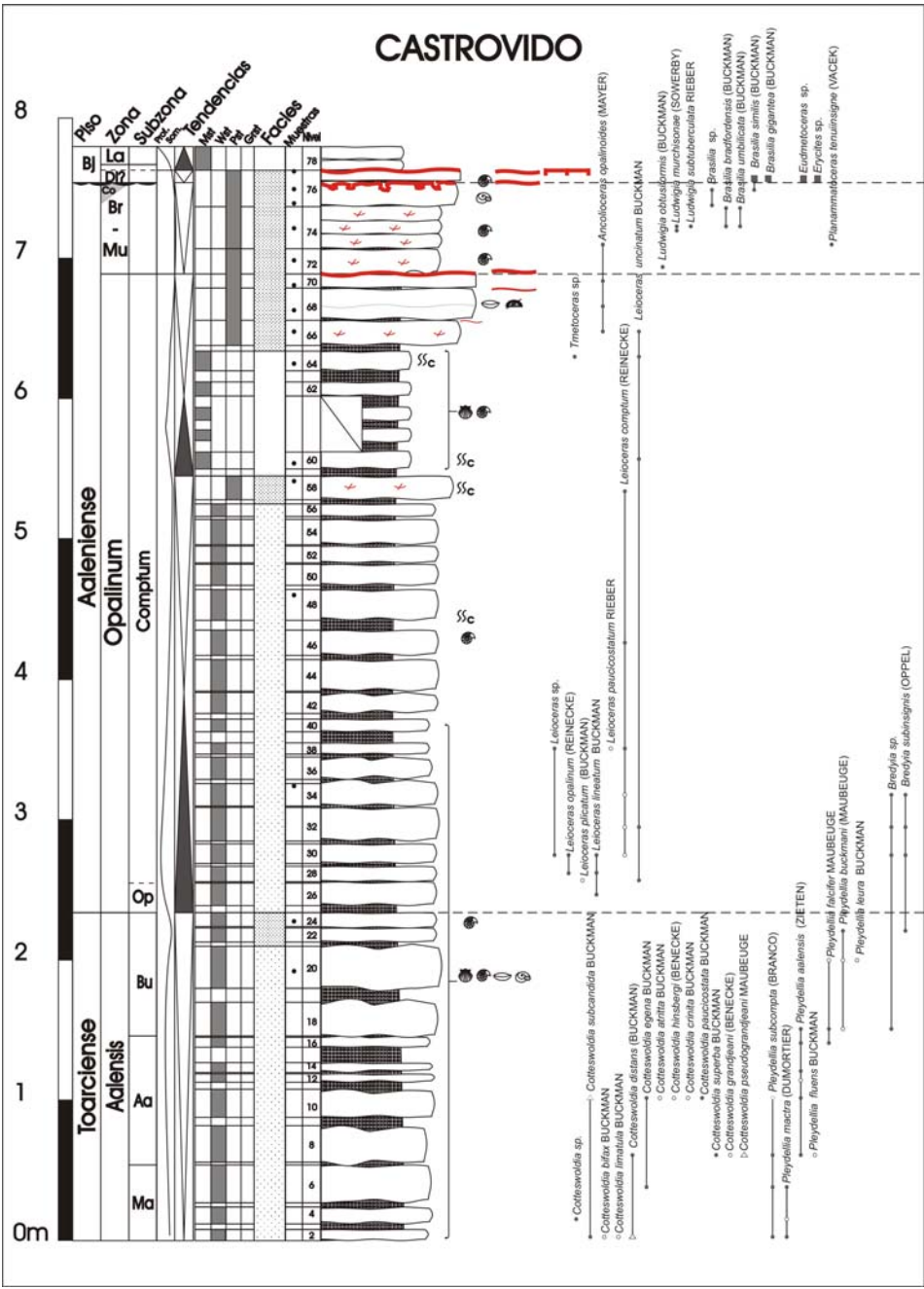


Figura 5.29. Columna estratigráfica de Castrovido.

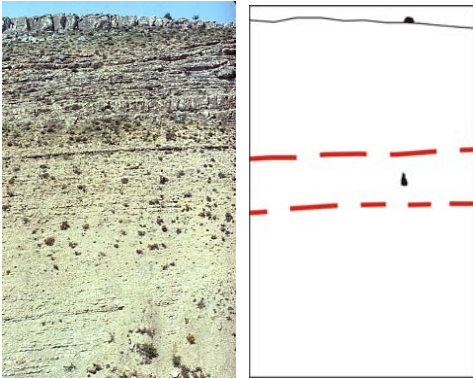


Figura 5.30. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. Las líneas rojas discontinuas marcan la base (línea inferior) y el techo (línea superior) de la sección.

- 7.- 0,02 m Margas.
- 8.- 0,26 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia subcompta* (Branco), *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *fluens* Buckman, *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Cotteswoldia superba* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *grandjeani* (Benecke), *Cotteswoldia* aff. *psudograndjeani* Maubeuge.
- 9.- 0,06 m Junta de estratificación margosa.
- 10.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, el contenido fósil es especialmente abundante, apareciendo en el techo del banco braquiópodos, pelecípodos y ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *subcompta* (Branco), *Cotteswoldia paucicostata* Buckman, *Cotteswoldia egena* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *crinita* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *hinsbergi* (Benecke), *Cotteswoldia* cf. *atrita* Buckman, *Cotteswoldia* aff. *subcandida* Buckman.
- 11.- 0,05 m Margas.
- 12.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten).
- 13.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 14.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten).
- 15.- 0,11 m Margas grises lajosas.
- 16.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia falcifer* Maubeuge.
- 17.- 0,01 m Margas grises lajosas.
- 18.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *buckmani* Maubeuge, *Bredya* sp.
- 19.- 0,10 m Margas lajosas.
- 20.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *buckmani* Maubeuge, *Pleydellia* cf. *leura* Buckman, *Pleydellia* cf. *falcifer* Maubeuge. Muestra de microfacies (Cv-20).
- 21.- 0,03 m Margas grises lajosas.
- 22.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia buckmani* Maubeuge, *Bredya subinsignis* (Oppel).
- 23.- 0,01m Margas.
- 24.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge. Muestra de microfacies (Cv-24).
- 25.- 0,05 m Margas lajosas.
- 26.- 0,16 m Caliza con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras lineatum* Buckman (M)
- 27.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 28.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras opalinum* (Reinecke) (m), *Leioceras lineatum* Buckman (M), *Leioceras uncinatum* Buckman (M).
- 29.- 0,02 m Margas.
- 30.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras opalinum* (Reinecke) (m), *Leioceras lineatum* Buckman (M), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp. *Leioceras* sp.
- 31.- 0,02 m Margas.
- 32.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras uncinatum* Buckman (M), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp.
- 33.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 34.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp. Muestra de microfacies (Cv-34).
- 35.- 0,03 m Margas.
- 36.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.
- 37.- 0,02 Margas.
- 38.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras paucicostatum* Rieber, *Leioceras* sp.
- 39.- 0,08 m Margas.
- 40.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica.

A partir de aquí y hasta el nivel 58, los bancos aumentan ligeramente de espesor, pierden en parte el aspecto marcadamente noduloso de los niveles anteriores y hay un acentuado descenso del contenido fósil.

- 41.- 0,04 m Margas.
- 42.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone*.
- 43.- 0,01 m Margas.

- 44.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone*.
 45.- 0,03 m Margas.
 46.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
 47.- 0,07 m Margas.
 48.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone*. Muestra de microfacies (Cv-48).
 49.- 0,03 m Margas.
 50.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone*.
 51.- 0,01 m Margas.
 52.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone*.
 53.- 0,01 m Margas.
 54.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone*.
 55.- 0,02 m Margas.
 56.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*.
 57.- 0,03 m Margas.
 58.- 0,17m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonioideos *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de microfacies (Cv-58).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 59 a 64, se constituye un tramo litológico caracterizado por una alternancia calcáreo-margosa, con predominio de las margas frente a las calizas. Los niveles calcáreos son más margosos que los del tramo anterior, estando estratificados en estratos regulares con contactos netos y planos. Su textura es *mudstone* presentando colores grises en superficie y en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura más lajosa y compacta que en el tramo anterior. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil está constituido principalmente por ammonioideos y pelecípodos. Aparecen huellas de bioturbación, del icnogénero *Chondrites*.

- 59.- 0,05 m Margas.
 60.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos *Leioceras uncinatum* Buckman (M), *Leioceras cf. uncinatum* Buckman. Muestra de microfacies (Cv-60).
 61.- 0,40 m Margas semicubiertas donde afloran parcialmente dos niveles calcáreos decimétricos.
 62.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.
 63.- 0,08m Margas.
 64.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras uncinatum* Buckman (M), *Tmetoceras* sp. Muestra de microfacies (Cv-64).

A partir de aquí y abarcando los niveles 65 a 76, se constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación ondulado-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Las margas consisten en juntas de estratificación bastante irregulares, que lateralmente se pierden. Morfológicamente este tramo genera un resalte acusado. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y equinodermos. Es frecuente que los bioclastos aparezcan fragmentados, ferruginizados y concentrados en acumulaciones locales. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. En el techo del nivel 76 se desarrolla un *hard-ground*.

- 65.- 0,04 m Margas.
 66.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras cf. opalinoides* (Mayer), *Leioceras uncinatum* Buckman. Muestra de microfacies (Cv-66).
 67.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
 68.- 0,23 m Caliza con textura *packstone*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer)(M). Muestra de microfacies (Cv-68). Se reconocen evidencias de litificación precoz.
 69.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
 70.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer). En el techo del estrato aparece una superficie erosiva, marcando la existencia de una discontinuidad. Muestra de microfacies (Cv-70).
 71.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
 72.- 0,18 m Calizas con textura *packstone*. Aparecen ammonioideos: *Ludwigia obtusifformis* (Buckman). Muestra de microfacies (Cv-72).
 73.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
 74.- 0,30 m Calizas con textura *packstone*. Se reconocen tres niveles.
 a) Nivel calcáreo de 10 centímetros. En la base del tramo aparecen ammonioideos: *Planammatoceras tenuiinsigne* (Vacek) (Cv-74), *Ancolioceras opalinoides* (Mayer). En el techo aparece *Ludwigia murchisonae* (Sowerby) (M).

b) Nivel calcáreo de 15 centímetros. Contiene *Ludwigia subtuberculata* Rieber (m), *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M).

c) Nivel calcáreo de 5 centímetros. Muestra una concentración de fósiles, especialmente ammonites resedimentados y fragmentados, aparecen *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Ludwigia subtuberculata* Rieber (m), *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M), *Brasilia umbilicata* (Buckman) (m). En el techo del nivel aparecen *Brasilia bradfordensis* (Buckman) (M), *Brasilia umbilicata* (Buckman) (m). Muestra de microfacies (Cv-74).

75.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

76.- 0,26 m Calizas con textura *packstone* que presenta cuarzo detrítico disperso en la matriz. En superficie se observan numerosas impregnaciones y costras ferruginosas. Se identifican dos estratos principales de 18 y 8 centímetros respectivamente.

a) 0,18 m. Contiene en la base *Brasilia* sp. (M). Entre los 11 y 16 centímetros a partir de la base aparecen *Brasilia* sp., *Brasilia similis* (Buckman) (M). Todos los ammonoideos de este nivel están resedimentados. En el techo aparece una superficie perforada y enrojecida caracterizando este nivel como un *hard-ground* que corresponde con una discontinuidad importante. La ausencia de registro fósil correspondiente a la Zona Concavum y al Bajociense basal, que se evidencia por las asociaciones de ammonoideos de este nivel y el siguiente, permite asignar a la laguna estratigráfica una amplitud de al menos la totalidad de la Zona Concavum. Muestras de microfacies (Cv-76) base y medio.

b) 0,08 m. Nivel con coloración rojiza, tanto en roca fresca como en fractura. Se reconocen numerosas huellas de bioturbación y de perforación en las cuales se identifican sucesivas generaciones de rellenos. Los rellenos presentan coloración blanquecina y contienen de forma muy dispersa partículas con cubiertas ferruginizadas, así como restos de fósiles con evidencias de erosión y/o truncamiento. A 3 centímetros de la base del estrato aparecen *Brasilia gigantea* (Buckman) (M) reelaborada, *Eudmetoceras* sp. (m), *Erycites* sp. En el techo aparece *Brasilia similis* (Buckman) (M) reelaborada. Muestra de microfacies (Cv-76) techo.

A partir de aquí se constituye un tramo litológico margocalcáreo caracterizado por una alternancia rítmica de calizas dispuestas en bancos de unos 0,10 m que conforman estratos con contactos netos algo alabeados y finos niveles de margocalizas. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margas presentan colores grises claro y son lajosas y ligeramente compactas. El contenido fósil está ausente.

77.- 0,01 m Margas.

78.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.

5.2.10 MONCALVILLO

Situación y antecedentes.

Esta columna ha sido levantada unos 200 metros al sur del pueblo de Moncalvillo, en la ladera oeste del valle (Fig. 5.31).

La columna se sitúa en la hoja número 315 (Santo Domingo de Silos) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 483.448 m; Y= 4.644.315 m.



Figura 5.31. Situación geográfica de la sección de Moncalvillo.

Dietl (1974) en su estudio de los ammonioideos del Bajociense, figura una columna para esta sección, cuyo desarrollo de facies es similar a otras que data con ammonioideos como aalenienses, pero el primer ejemplar que encontró en Moncalvillo tiene una edad Bajociense superior. Valladares (1976b, 1980) estudió la sedimentología de los materiales carbonatados jurásicos en éste y otros cortes, con las características que ya se han reflejado en los antecedentes de la columna de Quintanar de las Viñas. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F3) y (F8).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección aparece dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.32 y 5.33).

Desde la base hasta el nivel 26 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan colores grisáceos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos, presentan estructura lajosa y son bioclásticas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos. Aparecen con cierta frecuencia huellas de bioturbación características del icnogénero *Chondrites*.

- 1.- Base cubierta.
- 2.- 0,10 m Calizas parcialmente cubiertas con textura *wackestone* bioclástica, de color gris. Se observa que el estrato está bioturbado irregularmente. Aparecen ammonioideos, pequeños pelecípodos y placas de equinodermos. *Leioceras* ? rodado. Muestra de ammonioideos y microfacies (Mv-2).
- 3.- 0,03 m Margocalizas bastante margosas.
- 4.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, de color gris. Están bioturbadas. Aparecen pelecípodos endobentónicos y ammonioideos: *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge). Muestra de ammonioideos (Mv-4).
- 5.- 0,02 m Margocalizas lajosas grises.
- 6.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, localmente *packstone*, con aspecto noduloso. Están estratificadas en dos niveles y presentan bioturbación. Aparecen pelecípodos endobentónicos y ammonioideos: *Leioceras* cf. *opalinum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Mv-6 inf.).
- 7.- 0,01 m Margocalizas grises lajosas.
- 8.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, menos bioclásticas que las anteriores, aunque también se observan concentraciones de bioclastos con textura *packstone*. Aparecen ammonioideos y pelecípodos de concha gruesa (*Trigonia*) y fina. *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos y microfacies (Mv-8).

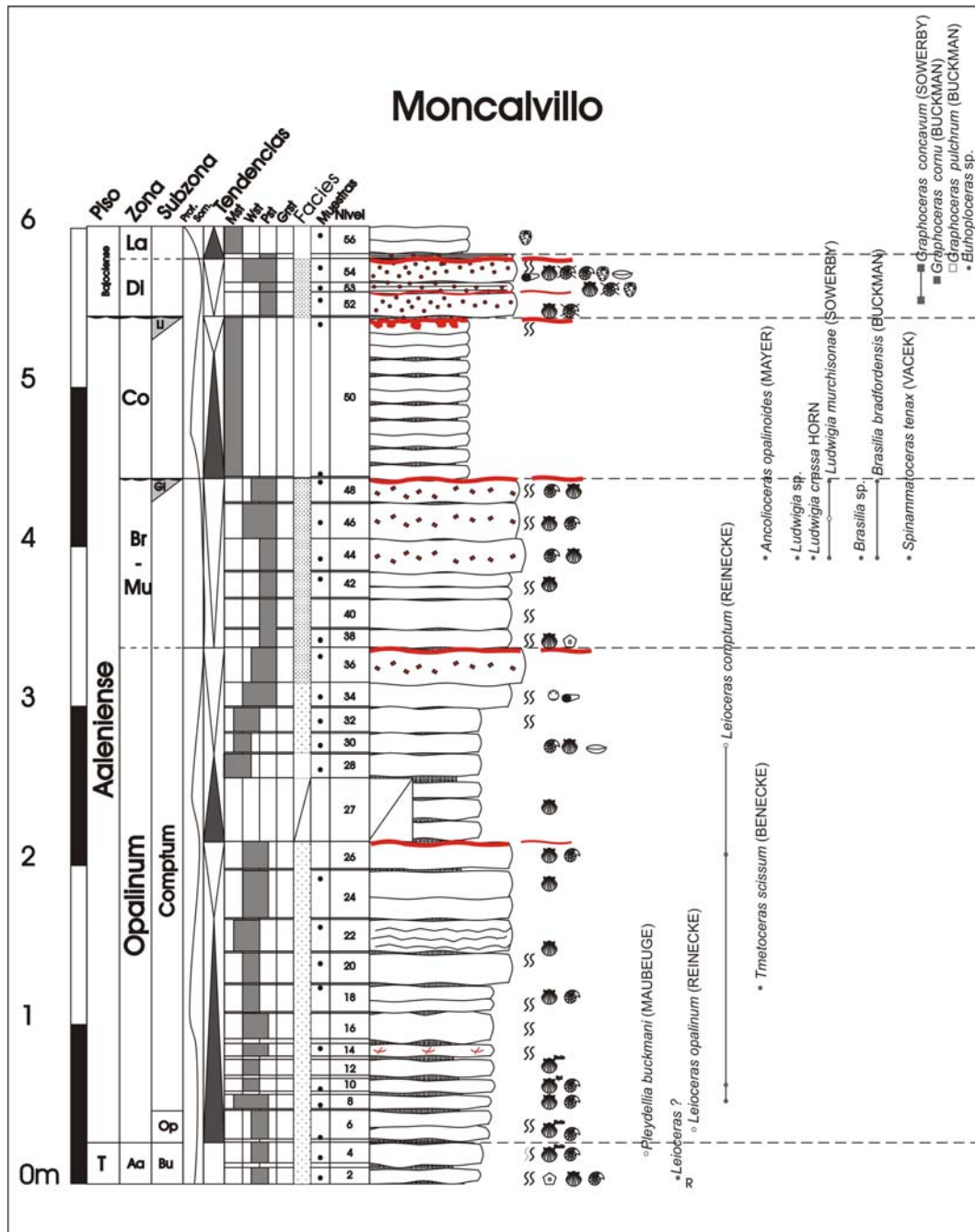


Figura 5.32. Columna estratigráfica de Moncalvillo.



Figura 5.33. Fotografía de la parte superior del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el techo de la sección.

9.- 0,02 m Margocalizas lajosas.

10.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, algo más bioclástica que la anterior. Aparecen ammonoideos y pelecípodos epibentónicos. *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Mv-10).

11.- 0,02 m Margocalizas bastante margosas.

12.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* algo bioclásticas. Aparecen pelecípodos endobentónicos.

13.- 0,02 m Margocalizas bastante margosas.

14.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclásticas, que aparecen bioturbadas. Aparecen fragmentos bioclásticos ferruginizados en la matriz. Muestra de microfacies (Mv-14).

15.- 0,03 m Margocalizas.

16.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* poco bioclásticas, bioturbadas. Tienen un aspecto muy alterado por la meteorización.

17.- 0,01 m Margocalizas bastante margosa.

18.- 0,17 m Calizas con textura *wackestone*, estratificadas en un nivel doble. El estrato superior es más bioclástico que el inferior. En el estrato inferior se observa la presencia de pelecípodos (pectínidos) y de algunos fragmentos bioclásticos ferruginizados en la matriz. En el estrato superior aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de ammonoideos (Mv-18 techo).

19.- 0,01 m Margocalizas lajosas bastante margosas.

A partir de este punto los bancos son más gruesos y adquieren mayor resalte.

20.- 0,19 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, más bioclástica. Se reconocen bioturbaciones. Muestra de microfacies (Mv-20).

21.- 0,01 m Margocalizas.

22.- 0,20 m Calizas lajosas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas. El banco aumenta su contenido bioclástico de base a techo. Aparecen pelecípodos. Muestra de microfacies (Mv-22).

23.- 0,01 m Margas.

24.- 0,30 m Calizas estratificadas en un nivel doble amalgamando con textura *wackestone* en el nivel inferior y *wackestone-packstone* bioclástico en el superior. Aparecen pelecípodos de tipo *Ctenostreon*. Muestra de microfacies (Mv-24b).

25.- 0,01 m Margocalizas bastantes margosas.

26.- 0,17 m Calizas con textura *wackestone-packstone*. Aparecen restos ferruginizados, pelecípodos de concha fina, ammonoideos y en el techo grandes pelecípodos de tipo *Ctenostreon*. El techo es una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad intra-Comptum como muestra la sucesión de ammonoideos. *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Mv-26).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 27 a 32, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un aspecto terroso. Aparecen algunas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*). La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Hay restos de hierro, que son probables rellenos de las bioturbaciones oxidados. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está formado por escasos ejemplares de pelecípodos, ammonoideos y minoritariamente algún braquiópodo de tipo rinconélido.

27.- 0,40 m Tramo semicubierto, correspondiente a unos 3-4 estratos de calizas con textura *mudstone*.

28.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, de aspecto terroso. Entre los escasos bioclastos se identifican pelecípodos. Muestra de microfacies (Mv-28).

29.- 0,01 m Margas.

30.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos, braquiópodos y pelecípodos. *Leioceras cf. comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Mv-30).

31.- 0,01 m Margocalizas margosas.

32.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, algo más bioclásticas. Es un nivel afectado por la bioturbación, estando ésta frecuentemente ferruginizada. Muestra de microfacies (Mv-32).

A partir de aquí y abarcando los niveles 33 a 48, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos irregulares, con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástica y presentan colores oscuros. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos, ocasionalmente corales.

33.- 0,01 m Margocalizas bastante margosas.

34.- 0,15 m Calizas con textura *packstone-wackestone* bioclásticas. El nivel está bioturbado. Aparecen restos de belemnites y de corales solitarios. Muestra de microfacies (Mv-34).

- 35.- 0,01 m Margas-margocalizas.
- 36.- 0,22 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas. Aparecen ocasionalmente litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño. Es un nivel irregular, que cambia de espesor lateralmente y cuyo techo está afectado por una superficie erosiva que conforma una discontinuidad. Muestra de microfacies (Mv-36).
- 37.- Junta de estratificación margosa.
- 38.- 0,08 m Calizas con textura *packstone* de color gris oscuro bioturbadas. Se encuentran abundantes placas de equinodermos y pelecípodos recristalizados. Muestra de microfacies (Mv-38).
- 39.- 0,01 m Margocalizas.
- 40.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* bioturbadas. Aparecen ocasionalmente restos ferruginizados.
- 41.- 0,01 m Margocalizas bastante margosas.
- 42.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* bioclástica, lajosas. El estrato se divide en dos niveles. Aparecen ocasionalmente restos ferruginizados y secciones de pelecípodos. Muestra de microfacies (Mv-42).
- 43.- 0,01 m Margocalizas bastante margosa.
- 44.- 0,20 m Calizas con textura *packstone* muy nodulosas. Aparecen abundantes pelecípodos y ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Spinammatoceras tenax* (Vacek), *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sowerby), *Ludwigia crassa* Horn, *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* cf. *bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* cf. *bradfordensis* (Buckman), *Ludwigia* sp., *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos (Mv-44).
- 45.- Junta de estratificación margosa.
- 46.- 0,22 m Calizas con textura *packstone-wackestone* bioclásticas muy lajosas. Aparecen formando un nivel que se divide en dos estratos. Se observa abundante bioturbación y en ciertas zonas concentraciones bioclásticas causadas por ésta. Aparecen litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño y pelecípodos (pectínidos) y ammonoideos: *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Mv-46).
- 47.- 0,01 m Margocalizas bastante margosas.
- 48.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioturbadas. En el techo aparece una superficie erosiva, marcando la presencia de una discontinuidad, que por el contenido fósil encontrado en este nivel, y las facies suprayacentes, consideradas dentro de la Zona Concavum por correlación con las facies *mudstone* de la banda de afloramientos meridional del Sector Suroccidental, podría tener una laguna estratigráfica que abarcase como mínimo la Subzona Gigantea. Aparecen frecuentes concentraciones de bioclastos y ocasionalmente partículas ferruginizadas, con forma redondeada. Se encuentran ammonoideos y pelecípodos (pectínidos). *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Mv-48).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 49 y 50, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un aspecto terroso. Aparecen algunas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) y en el techo del tramo litológico otras asociadas a un *hard-ground*. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Hay restos de hierro, que son probables rellenos oxidados de las bioturbaciones. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. No se han encontrado restos fósiles esqueléticos.

- 49.- 0,01 m Margocalizas bastante margosas.
- 50.- 1 m Calizas con textura *mudstone*, estratificadas en niveles nodulosos de unos diez centímetros. El techo presenta una discontinuidad caracterizada por el desarrollo de perforaciones típicas de un *hard-ground*. En éste se aprecian galerías horizontales y verticales, rellenas de una facies con textura *packstone* bioclástica con partículas con cubiertas ferruginizadas. Se reconoce una serie de galerías irregulares de gran diámetro que llegan a profundizar hasta diez centímetros y otra serie de menor diámetro que penetran entre dos y tres centímetros. La entidad de la laguna estratigráfica que afecta a esta discontinuidad sería de al menos la Subzona Limitatum, designada de nuevo por correlación con las facies *mudstone* de la banda de afloramientos meridional del Sector Suroccidental. Muestras de microfacies (Mv-50) base y techo.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 51 a 55 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*, en ocasiones *wackestone*, con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico, siendo más tabulares a partir del nivel 64. Las margas son grises oscuras y presentan estructuras que recuerdan niveles de removilización. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, esponjas, pelecípodos y braquiópodos. Los ammonoideos están reelaborados.

- 51.- 0,01 m Junta de estratificación margosa, con litoclastos y partículas cubiertas ferruginizadas.

52.- 0,15 m Calizas con textura *packstone*, localmente *wackestone*, con partículas con cubiertas ferruginizadas. La concentración de bioclastos y partículas ferruginizadas es muy heterogénea. La base presenta una textura *mudstone*, con pequeños litoclastos reincorporados, aumentando el contenido bioclástico hacia el techo. Las partículas con cubiertas ferruginizadas tienen un diámetro en torno a medio milímetro y están distribuidas muy irregularmente. La matriz presenta colores oscuros y aspecto alterado. El techo del estrato es una cicatriz erosiva, que representa una discontinuidad. Aparecen restos de pelecípodos tanto costulados como con concha lisa y ammonoideos reelaborados: *Graphoceras concavum* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Mv-52).

53.- 0,05-0,06 m Margocalizas lajosas bioclásticas con abundantes restos de organismos reelaborados, que normalmente presentan una cubierta o pátina ferruginosa. Aparecen moldes internos de ammonoideos, muy alterados. También aparecen esponjas. Representa un nivel de removilización. *Graphoceras cornu* (Buckman). Muestra de ammonoideos (Mv-53).

54.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas de mayor diámetro que las del nivel anterior. Aparece mayor concentración de hierro en la matriz. Las partículas con cubiertas ferruginizadas están irregularmente distribuidas en la matriz, y aunque su tamaño es mayor que las del nivel anterior, son bastante heterométricas. Las mayores concentraciones se observan en las bioturbaciones. El techo corresponde con una superficie erosiva indicativa de una discontinuidad. Aparecen a su vez, ammonoideos, belemnites, braquiópodos (rinconélidos), pelecípodos y esponjas. *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *pulchrum* (Buckman), *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby) todos ellos reelaborados y *Euhoploceras* sp. resedimentados. Muestra de ammonoideos y microfacies (Mv-54). El techo corresponde con un nivel de discontinuidad.

55.-0,01-0,03 m Nivel de removilización muy irregular, a veces aparecen pequeños lentejones bioclásticos que reincorporan partículas con cubiertas ferruginosas del nivel anterior. Hay macroconchas de ammonoideos de hasta 25 de diámetro que se disponen paralelamente a la estratificación.

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *mudstone* y contienen abundantes restos de esponjas. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

56.-0,25 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas. Aparecen esponjas. (Mv-56).

5.2.11 PALACIOS DE LA SIERRA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada a unos 250 metros al sur del pueblo de Palacios de la Sierra, tomando el camino que llega hasta la Ermita de San Sebastián y allí dirigiéndose hacia el vertedero. El corte se sitúa en la ladera norte del valle (Fig.5.34).

La columna se sitúa en la hoja número 316 (Quintanar de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 490.450 m; Y= 4.645.077 m.



Figura 5.34. Situación geográfica de la sección de Palacios de la Sierra.

El corte no está citado en la bibliografía, y corresponde con un afloramiento parcial de la parte superior del Aalenense Inferior, el Aalenense Medio y Superior y la parte inferior del Bajociense Inferior.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se ubica dentro de la serie calcárea perteneciente al Aalenense inferior. La parte inferior no aflora. El conjunto abarcaría desde la Zona Opalinum del Aalenense hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.35 y 5.36).

Desde la base hasta el nivel 10 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan colores grisáceos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas bioclásticas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por placas de equinodermos y pelecípodos. Aparecen con cierta frecuencia huellas de bioturbación.

- 1.- Base cubierta.
- 2.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, muy nodulosas. El nivel se divide en dos estratos, el inferior presenta una base muy irregular.
- 3.- 0,01 m Margocalizas.
- 4.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas, formando un nivel muy irregular.
- 5.- 0,01 m Margocalizas.
- 6.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, con aspecto noduloso. Están estratificadas en dos niveles y presentan una base muy irregular. Aparecen pelecípodos y placas de equinodermos.
- 7.- 0,01 m Margocalizas.
- 8.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen pelecípodos.
- 9.- 0,01 m Margocalizas.
- 10.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, bastante nodulosa, con contactos irregulares. Es un nivel doble. Aparecen placas de equinodermos.

A partir de aquí y abarcando los niveles 11 a 24, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos irregulares, con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástica y presentan colores oscuros. En ellas aparecen partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. La estratificación es regular, los bancos calcáreos 16 y 18 presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por fragmentos bioclásticos.

- 11.- 0,01 m Margocalizas.
- 12.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, bastante bioturbadas. El tramo está semicubierto y da la impresión de dividirse en dos estratos. Muestra de microfacies (Pl-12 techo).
- 13.- 0,01 m Margocalizas.
- 14.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone-packstone*. Aparecen partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. Muestra de microfacies (Pl-14).

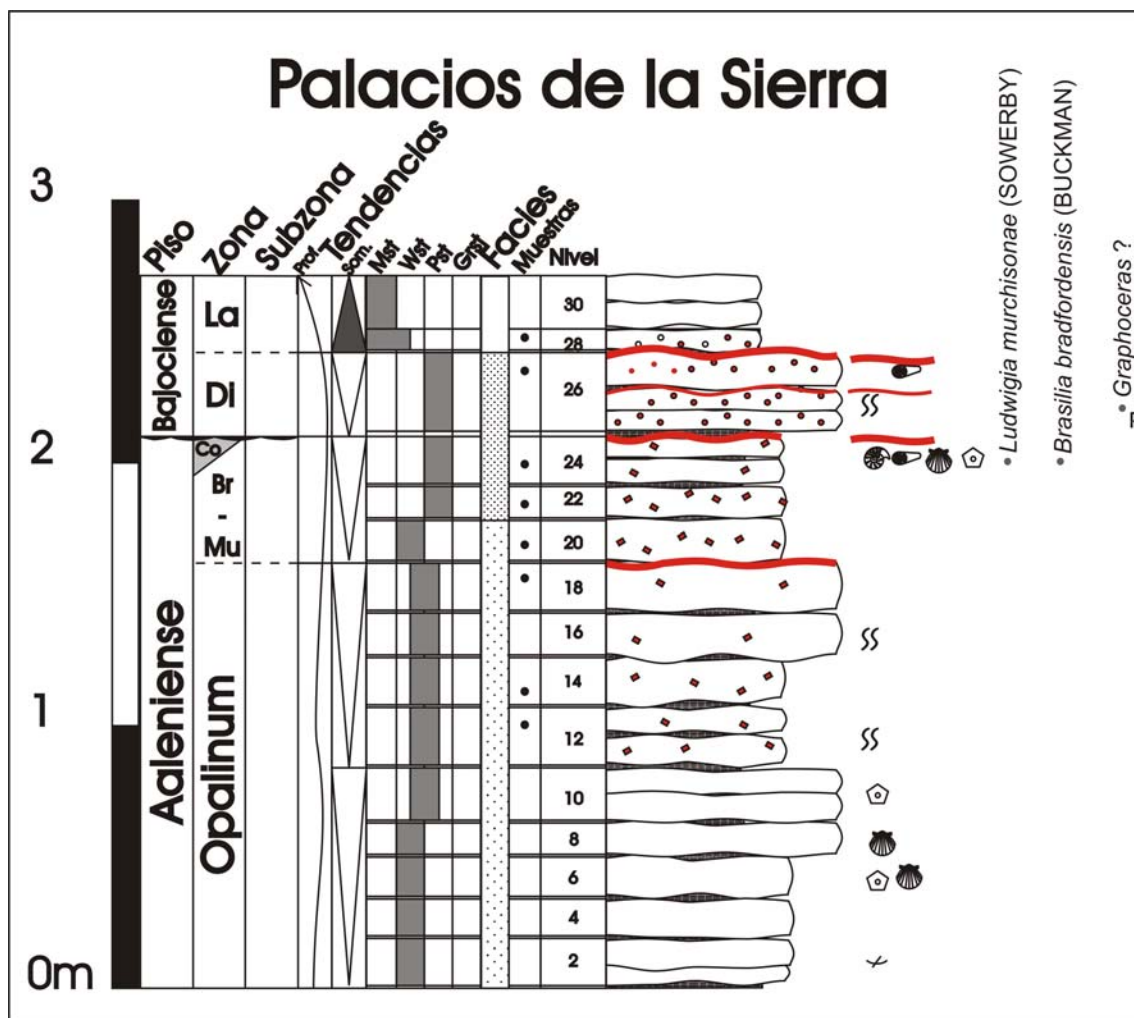


Figura 5.35. Columna estratigráfica de Palacios de la Sierra.

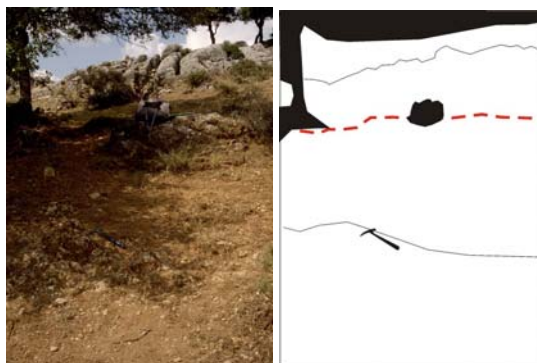


Figura 5.36. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el techo de la sección y el martillo se encuentra en la base.

15.- 0,01 m Margocalizas.

16.- 0,16 m Calizas con textura *packstone*, bastante bioturbadas. La base presenta un aspecto irregular.

17.- 0,01 m Margocalizas.

18.- 0,16-0,18 m Calizas con textura *packstone*, estratificadas en un nivel noduloso muy irregular y amalgamado. A techo del estrato aparecen partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados en la matriz y una cicatriz erosiva que marca una discontinuidad. Muestra de microfacies (Pl-18).

19.- 0,01 m Margocalizas lajosas bastante margosas.

20.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen placas de equinodermos, junto con partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. Muestra de microfacies (Pl-20).

21.- 0,01 m Margocalizas.

22.- 0,10-0,12 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas. Aparecen partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. Muestra de microfacies (Pl-22).

23.- 0,01 m Margocalizas.

24.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* muy heterogéneas, que lateralmente se dividen en dos estratos. Aparecen partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. En el techo se observa una superficie erosiva, que marca una discontinuidad. Por la asociación de texturas que aparecen en este y los estratos superiores, así como por el contenido en ammonoideos de este estrato, parece que la laguna de la discontinuidad podría abarcar toda la Zona Concavum. La correlación de esta sección con otras cercanas, nos permite esta asignación. Aparecen abundantes restos resedimentados de pelecípodos, placas de equinodermos, belemnites y ammonoideos: *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sowerby), *Brasilia bradfordensis* (Buckman). (Pl-24).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 25 a 26 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*, a veces *wackestone*, con partículas con envueltas ferruginizadas bien desarrolladas y presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico. Las margas son grises oscuras y presentan estructuras que recuerdan niveles de removilización. El contenido fósil está compuesto principalmente por belemnites.

25.- 0,01 m Margocalizas.

26.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas algo heterométricas. Es un nivel formado por 3 estratos amalgamados, dando la parte inferior cierto resalte topográfico. Las partículas con envueltas ferruginizadas son más abundantes en la mitad superior, pero están presentes en todo el nivel. Están a menudo concentradas en galerías de bioturbación. El estrato intermedio muestra una superficie erosiva en su techo, al igual que el superior, caracterizando discontinuidades. Aparecen belemnites. *Graphoceras* ? (rodado). Muestra de ammonoideos y microfacies (Pl-26).

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *mudstone* y contienen restos de esponjas. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

27.- 0,01 m Margocalizas.

28.- 0,07-0,08 m Calizas con textura *mudstone*, que reincorpora en la base partículas con cubiertas ferruginosas del nivel anterior. Muestra de microfacies (Pl-28).

29.- 0,01 m Margocalizas.

30.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone*, que forman un nivel doble.

5.2.12 VILVIESTRE DEL PINAR

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada unos 250 m al sur del pueblo de Vilviestre del Pinar. Para acceder a ella hay que tomar un camino de tierra que sale al este de la última la curva que hace la carretera antes de salir del pueblo en dirección sur (Fig. 5.37).

La columna se sitúa en la hoja número 316 (Quintanar de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 493.893 m; Y= 4.644.042 m.

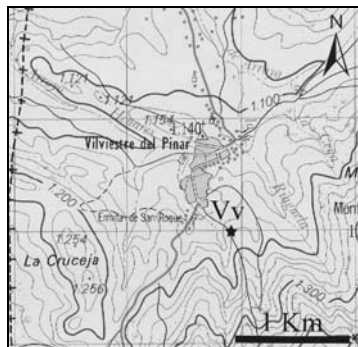


Figura 5.37. Situación geográfica de la sección de Vilviestre del Pinar.

El corte no está citado en la bibliografía, y corresponde con un afloramiento parcial de la parte superior del Aalenense Inferior, el Aalenense Medio y Superior y el Bajociense Inferior.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se encuentra dentro del conjunto calcáreo del Aalenense inferior. La serie abarca desde la Zona Opalinum del Aalenense hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.38 y 5.39).

Desde la base hasta el nivel 24 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan colores grisáceos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas son grises oscuras, y aparecen normalmente entre estratos como juntas de estratificación. El contenido fósil está compuesto principalmente por braquiópodos, ammonoideos y pelecípodos. Aparecen con cierta frecuencia huellas de bioturbación.

- 1.- Base cubierta.
- 2.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, de color gris. Se observan concentraciones muy diferenciales, adquiriendo a veces textura *packstone*. Aparecen manchas anaranjadas en la matriz. Se reconocen ammonoideos y pelecípodos. *Cotteswoldia bifax* Buckman (Rodada). Muestra de ammonoideos y microfacies (Vv-2).
- 3.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 4.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris y bastante bioclásticas. Están bioturbadas.
- 5.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 6.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica, localmente *packstone*. En la base es donde se observa mayor concentración bioclástica. Aparecen pelecípodos y serpulidos.
- 7.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 8.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas de aspecto alterado. Aparecen abundantes pelecípodos y en menor medida braquiópodos.
- 9.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 10.- 0,23 m Calizas con textura *wackestone* bioturbadas, que se estratifican en tres niveles. El nivel superior es más noduloso que los dos anteriores. Hay concentraciones de residuo bioclástico en las bioturbaciones, así como restos fósiles ferruginizados. Aparecen braquiópodos y belemnites. El techo aparece enrojecido y muestra una superficie erosiva, marcando una discontinuidad. Muestra de ammonoideos y microfacies (Vv-10).
- 11.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

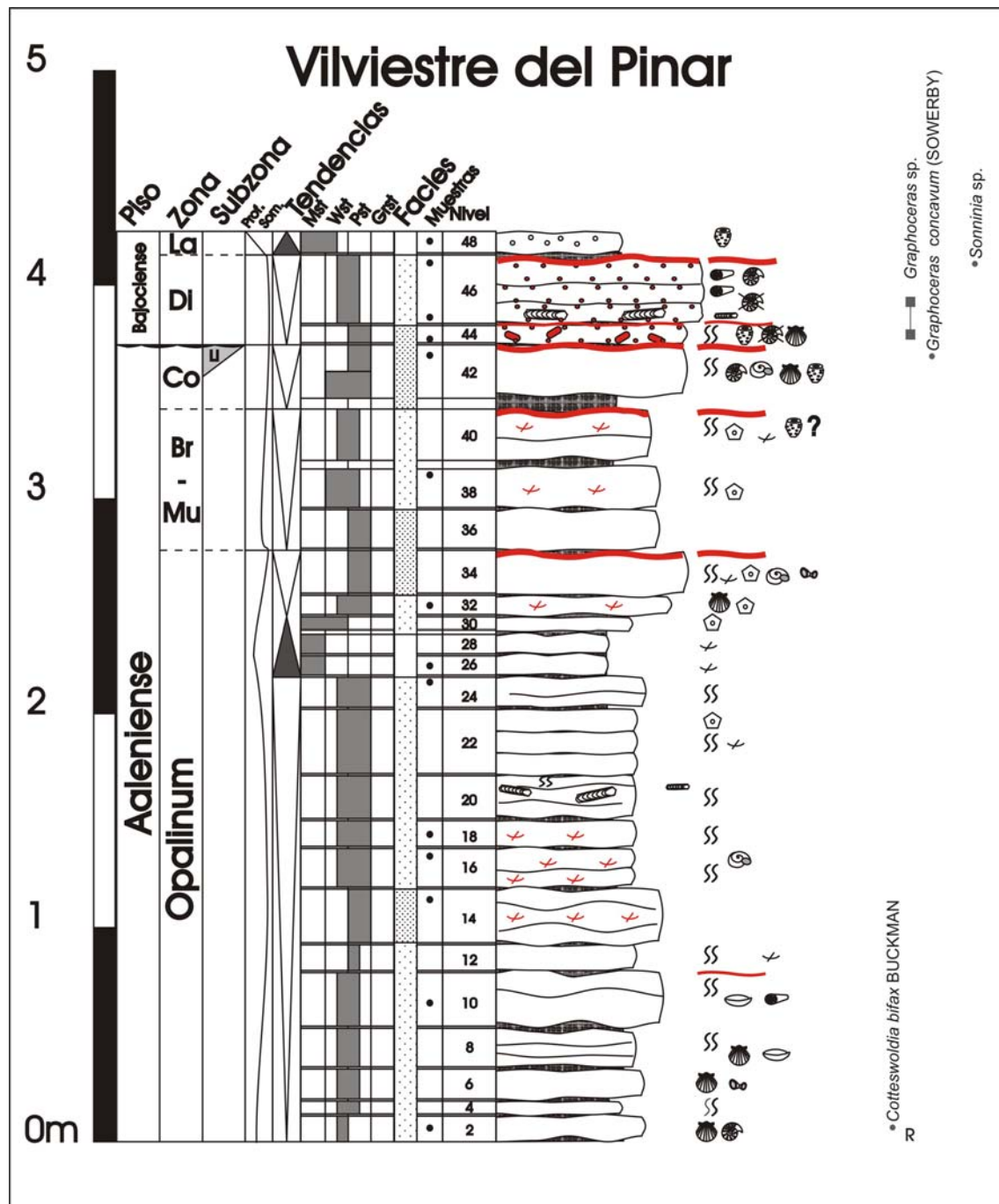


Figura 5.38. Columna estratigráfica de Vilviestre del Pinar.

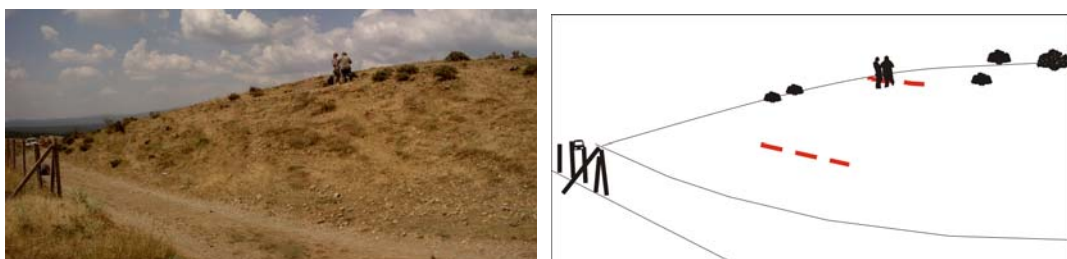


Figura 5.39. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. Las líneas rojas discontinuas marcan la base (línea inferior izquierda) y el techo (línea superior derecha) de la sección.

- 12.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas con bioturbaciones. Aparecen fragmentos de conchas, alguno de éstos ferruginizado.
- 13.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 14.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas que aparecen bioturbadas. Muestra de microfacies (Vv-14).
- 15.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 16.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas, bioturbadas. Aparecen abundantes gasterópodos de pequeño tamaño rellenos de micrita y restos fósiles ferruginizados. Muestra de microfacies (Vv-16).
- 17.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 18.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* muy bioturbadas, con aspecto más calcáreo que las anteriores, que eran algo más margosas. Localmente se observan concentraciones bioclásticas. Aparecen restos fósiles ferruginizados. Muestra de microfacies (Vv-18).
- 19.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 20.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparece gran número de bioturbaciones (galerías verticales e inclinadas) rellenas de sedimentos con textura *mudstone*.
- 21.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 22.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas. Aparecen estratificadas en tres niveles. El inferior presenta fragmentos fósiles ferruginizados. En el superior aparece una concentración destacable de placas de equinodermos.
- 23.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 24.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclástico. Aparecen muy bioturbadas. Muestra de microfacies (Vv-24).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 25 a 30, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos y color azulado. Su textura es *mudstone* y presentan un entrante topográfico. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. El contenido fósil está formado por escasos ejemplares de placas de equinodermos y fragmentos de conchas.

- 25.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 26.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* poco bioclásticas de color azulado. Aparecen pequeños fragmentos bioclásticos. Muestra de microfacies (Vv-26).
- 27.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 28.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen escasos fragmentos de bioclastos.
- 29.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.
- 30.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone*, localmente *wackestone*. Entre los escasos bioclastos se identifican placas de equinodermos.

A partir de aquí y abarcando los niveles 31 a 42, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos irregulares, con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástica y presentan colores grises. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por gasterópodos, placas de equinodermos y pelecípodos.

- 31.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 32.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*, bioclásticas. Abundan las placas de equinodermos y aparecen pelecípodos, además de fragmentos fósiles ferruginizados. Muestra de microfacies (Vv-32).
- 33.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 34.- 0,20 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas. El nivel está bioturbado. Aparecen placas de equinodermos, serpúlidos y gasterópodos. Las bioturbaciones del techo son indicativas de un sedimento más cementado, un *firm-ground*, en donde se evidencia una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Vv-34).
- 35.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 36.- 0,18 m Calizas grises con textura *packstone*, bioclásticas. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados.
- 37.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 38.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* de color gris bastante bioclásticas. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados. Se encuentran abundantes placas de equinodermos. Muestra de microfacies (Vv-38).
- 39.- 0,04 m Junta de estratificación margosa.
- 40.- 0,24 m Calizas con textura *packstone*, bioturbadas. Es un nivel doble. En el techo del segundo estrato se desarrolla una superficie erosiva, que es indicativa de una discontinuidad. Aparecen pequeños fragmentos de

pelecípodos, abundantes placas de equinodermos y restos de esponjas y litoclastos reelaborados y ferruginizados.

41.- 0,05 m Margas.

42.- 0,25 m Calizas con textura *packstone* bioclástica. El techo del estrato muestra el desarrollo una superficie erosiva, donde se reconocen esponjas reelaboradas, gasterópodos turrilados, restos de varios tipos de pelecípodos, como pectínidos y pelecípodos endobentónicos, y ammonoideos resedimentados: *Graphoceras concavum* (Sowerby). El techo del estrato consiste en un nivel erosivo, que marca la presencia de una discontinuidad. El contenido de ammonites de este nivel y los siguientes, así como su estado de conservación nos permite asignar a la laguna una duración de al menos la Subzona Limitatum. Muestras de ammonoideos y microfacies (Vv-42).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 43 a 46 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* en la base del tramo, pasando a texturas wackestone en el techo. Aparecen partículas con envueltas ferruginizadas que presentan colores oscuros, a veces enrojados. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico. Las margas son grises oscuras y presentan estructuras que recuerdan niveles de removilización. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, belemnites esponjas y pelecípodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

43.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

44.- 0,08 m Calizas bioclásticas con textura *packstone*, con partículas con envueltas ferruginizadas. Las partículas con envueltas ferruginizadas aparecen de forma dispersa en la matriz. Adquieren colores muy oscuros, marrón y negro. El techo del estrato está afectado por una superficie erosiva, indicativa de una discontinuidad. Aparecen pequeños fragmentos de esponjas, restos de conchas de pelecípodos y ammonoideos reelaborados. En campo se reconocen secciones de *Graphoceras* sp. Muestra de microfacies (Vv-44).

45.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

46.- 0,32 m Calizas con textura *packstone*, con partículas con envueltas ferruginizadas, bioclásticas. Es un nivel triple muy noduloso, donde aparecen niveles de removilización y estructuras tractivas. La parte inferior del estrato es la más bioclástica. La parte superior muestra un contenido de aloquímicos más heterométrico, con concentraciones más puntuales y de mayor tamaño. Las partículas con envueltas ferruginosas son de mayor tamaño que las del nivel anterior. El techo del nivel se corresponde con una superficie erosiva, marcando la presencia de una discontinuidad. Se observa abundante huellas de bioturbación, muchas de ellas son galerías con concentraciones ocasionales de partículas ferruginizadas. Aparecen belemnites en los niveles intermedio y superior, y grandes ammonites en el superior. Hay abundantes fragmentos bioclásticos. En campo, se reconocen secciones reelaboradas de *Graphoceras* sp. y resedimentadas de *Sonninia* sp. Muestras de microfacies (Vv-46 inf.) y (Vv-46 sup.).

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *mudstone* y contienen abundantes restos de esponjas. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

47.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

48.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen esponjas. (Vv-48).

5.3 SECTOR SURORIENTAL

5.3.1 ALDEALPOZO

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en las cercanías de la localidad de Aldealpozo. El corte se encuentra en el camino que sale desde la carretera N-122 dirección Soria entre los kilómetros 237 y 238, hacia Calderuela. Hay que continuar por la antigua carretera a fin de volver a reincorporarse a la N-122. Antes de la incorporación, se encuentra el corte (Fig. 5.40). Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985).

La columna se sitúa en la hoja número 350 (Soria) a E. 1:50.000.
Coordenadas U.T.M. de la base: X= 563.950 m; Y= 4.625.450 m.

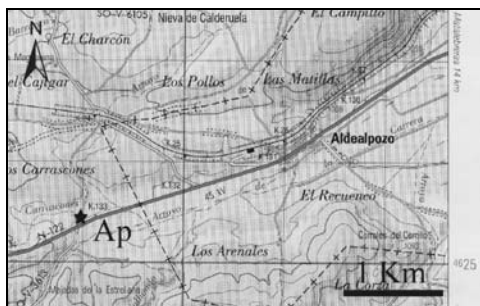


Figura 5.40. Situación geográfica de la sección de Aldealpozo.

Mensink (1965) estudió los aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, y caracterizó la bioestratigrafía con ammonioideos del Aalenense en este corte. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó las Facies 1, 3, 5 y 6 que propuso en su estudio, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonioideos. Mertmann (1986) describe cuatro tipos de microfacies: (F1), (F3), (F6) y (F9). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se localiza dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.41 y 5.42).

Desde la base hasta el nivel 10 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso, e incluso parecen amalgamarse. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos, apareciendo ocasionalmente braquiópodos y belemnites.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,20 m Caliza con textura *wackestone*. Se estratifica en dos niveles separados entre sí por una junta irregular margosa. Son niveles muy nodulosos, en los que aparecen ammonioideos. Se reconocen en el estrato inferior *Dumortieria moorei* (Lycett), *Cotteswoldia* cf. *limatula* Buckman, *Pleydellia mactra* (Dumortier), *Pleydellia* cf. *mactra* (Dumortier), *Cotteswoldia* sp. En el estrato superior aparecen *Cotteswoldia limatula* Buckman, *Cotteswoldia egea* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco), *Cotteswoldia* sp., *Pleydellia* sp. Muestra de microfacies (Ap-2).
- 3.- 0,04-0,08 m Margocalizas que varían de espesor lateralmente.

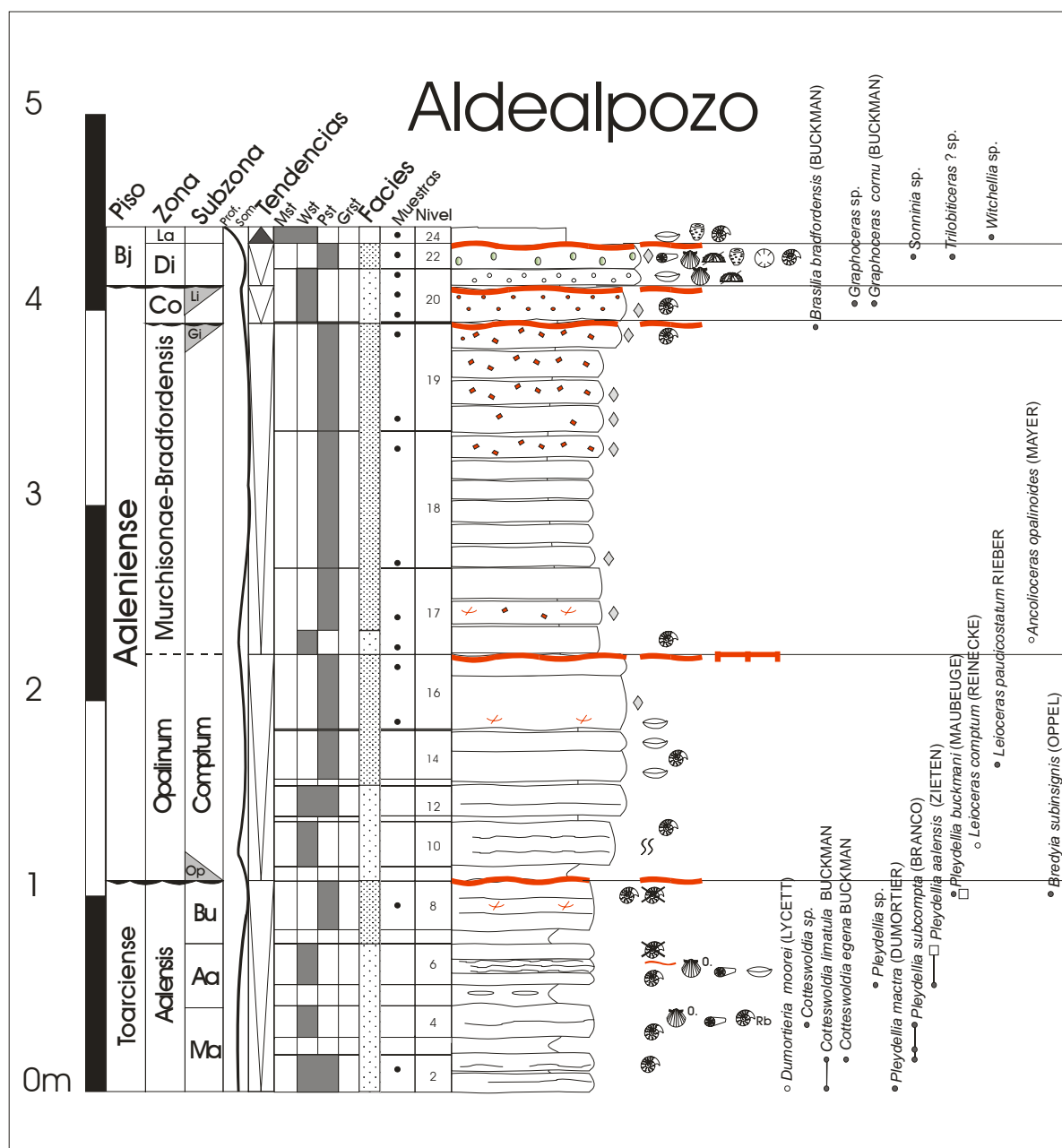


Figura 5.41. Columna estratigráfica de Aldealpozo.

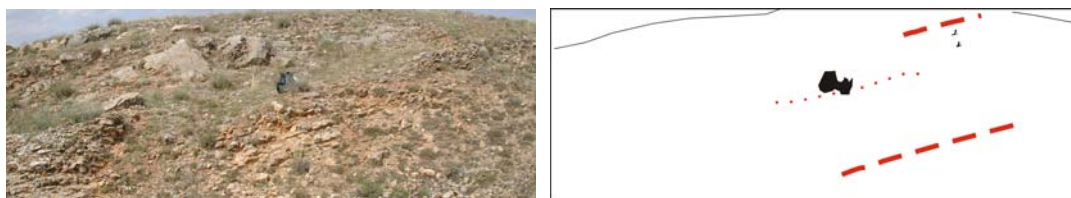


Figura 5.42. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo de la serie y inferior correspondería con la base de la sección. La línea de puntos señala el techo del nivel 16.

4.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone*. Conforman un nivel irregular y noduloso, que lateralmente puede dividirse en dos capas. Es bioclástico, aparecen abundantes secciones de ammonioideos y pelecípodos. Se reconoce *Pleydellia subcompta* (Branco), *Cotteswoldia* sp.

5.- 0,05-0,12 m Margocalizas que pueden presentar intercalados hasta dos niveles calcáreos muy irregulares.

6.- 0,20 m Caliza con textura *wackestone* bioclástico estratificada en tres niveles muy irregulares. Aparecen secciones de ammonioideos reelaborados y resedimentados, pelecípodos de tipo ostreido, belemnites y braquiópodos. El techo del segundo banco corresponde con una pequeña discontinuidad estratigráfica. Se reconocen *Pleydellia aalensis* (Zieten) y *Pleydellia* sp. resedimentadas en el nivel del medio. En el superior aparecen *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten) reelaboradas.

7.- 0,06 m Margocalizas lajasas que conforman un entrante muy acusado.

8.-0,26 m Calizas con textura *wackestone* estratificadas en tres niveles muy irregulares. Aparecen ammonioideos resedimentados y reelaborados. Se reconocen *Pleydellia buckmani* (Maubeuge) (resedimentado), *Bredya subinsignis* (Oppel) (resedimentado), *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge) (reelaborado). Muestra de microfácies (Ap-8). El techo del estrato superior muestra una cicatriz erosiva que corresponde con una discontinuidad. Las asociaciones de ammonioideos infra- y suprayacentes permiten estimar la presencia de una laguna estratigráfica que afecta al menos a la Subzona Opalinum.

9.- 0,08 m Margocalizas con un nivel calcáreo intercalado, muy noduloso e irregular.

10.- 0,20-0,24 m Calizas con textura *wackestone*, estratificadas en tres niveles muy irregulares. Se encuentran muy bioturbadas. Aparecen ammonioideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke).

A partir de aquí y abarcando los niveles 11 a 20, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas estratificadas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan en ocasiones partículas ferruginizadas. El color es grisáceo o incluso negro, pudiendo estar más oscurecido y enrojecido por la alteración. La estratificación es regular y nodulosa, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos.

11.- 0,03 m Margocalizas muy compactas, que configuran un nivel muy irregular.

12.- 0,16 m Calizas margosas con textura *packstone-wackestone* que se estratifican en dos niveles. El inferior mide cinco centímetros, y el superior unos quince centímetros. Los separa una junta de estratificación margosa.

13.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.

14.- 0,26 m Calizas con textura *packstone* estratificadas en dos niveles. El nivel inferior mide quince centímetros, mientras que el superior mide diez. Los separa un nivel más margoso, discontinuo. Entre los bioclastos destaca el gran número de braquiópodos que aparece. Aparecen ammonioideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber.

15.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

16.- 0,40 m Calizas con textura *packstone* con partículas ferruginizadas. Están estratificadas en dos niveles:

a) 0,28 m. Presenta una base muy nodulosa. Muestra de microfácies (Ap-16 a), donde se aprecian dolomitizaciones.

b) 0,11 m. El techo presenta mayor enrojecimiento, conformando un nivel erosivo con una costra ferruginosa, y representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfácies (Ap-16 b).

17.- 0,45 m. Calizas con textura *packstone* bioclástica, estratificada en tres estratos gruesos y planos, de unos quince centímetros cada uno. En la base, parecen existir partículas ferruginizadas reincorporadas del nivel anterior. Aparecen ammonioideos en la base: *Ancolloceras* cf. *opalinoidea* (Mayer). Muestras de microfácies (Ap 17 base) y (Ap-17 inf.) donde se aprecian dolomitizaciones.

18.- 0,70 m Calizas margosas muy lajasas con textura *packstone* amarillentas. Se estratifican en bancos tabulares decimétricos. Los bancos superiores incluyen litoclastos de pequeño tamaño ferruginizados. Muestras de microfácies (Ap-18 inf.) y (Ap-18 sup.) donde se aprecian dolomitizaciones.

19.- 0,55 m calizas con textura *packstone*, estratificadas en cuatro niveles gruesos y nodulosos. Contienen litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño y ammonioideos. En el último estrato aparece una superficie erosiva, que gracias a la sucesión de ammonioideos de la sección se puede estimar que corresponde con una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Gigantea. Se reconoce en el techo del nivel *Brasilia bradfordensis* (Buckman). Muestras de microfácies (Ap-19 base) y (Ap-19 sup.) donde se aprecian dolomitizaciones. El techo del estrato representa una discontinuidad.

20.- 0,28-0,30 m Calizas más compactas con textura *packstone*, estratificadas en dos bancos, con partículas con cubiertas ferruginizadas. Adquiere mayor resalte morfológico que los niveles anteriores. Aparecen en el primer banco ammonioideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras* sp. El techo del primer estrato corresponde con una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad. En el segundo estrato aparecen pelecípodos, braquiópodos y placas de equinodermos. Muestras de microfácies (Ap 20) inferior, medio (donde se aprecian dolomitizaciones), y superior.

21.- Junta de estratificación margosa.

22.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *packstone* con granos agregados. En el techo del estrato se aprecia una superficie de erosión que corresponde con una discontinuidad. El nivel presenta abundantes placas de equinodermos, ammonoideos, braquiópodos terebratulidos, pelecípodos, esponjas, corales solitarios y belemnites. Se reconocen *Sonninia* sp., *Trilobiticeras* ?. Muestra de microfacies (Ap-22) donde se aprecian dolomitizaciones.

23.- Junta de estratificación margosa.

24.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* bioclástico, que empiezan a estratificarse a partir de este nivel en estratos muy homogéneos decimétricos. Son tableados y presentan superficies muy onduladas y nodulosas. Presentan colores más claros que los anteriores. Aparecen restos de braquiópodos, ammonoideos y esponjas, dispersos en la matriz micrítica. Se identifica *Witchellia* sp. Muestra de microfacies (Ap-24 base).

Situación y antecedentes.

La columna se sitúa en la hoja número 351 (Ólvega) a E. 1:50.000.
Coordenadas U.T.M. de la base: X= 576.873 m; Y= 4.624.894 m.

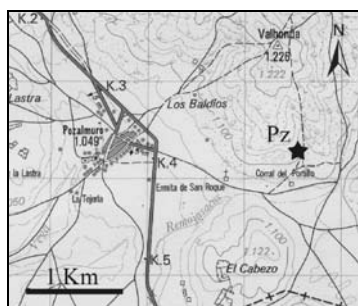


Figura 5.43. Situación geográfica de la sección de Pozalmuro.

La situación geográfica del corte, expuesta en este estudio, no está citada en la bibliografía. Diversos autores han utilizado la denominación de Pozalmuro para hacer referencia a otro afloramiento. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F6) y (F8). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenienses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

La base de la serie aparece dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.44 y 5.45).

Desde la base hasta el nivel 8 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico mostrando un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso, e incluso parecen amalgamarse. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por belemnites, ammonioideos y pelecípodos.

- 1.- 0,28 m Margas grises lajosas, con algún nivel calcáreo discontinuo intercalado.
- 2.- 0,28 m Caliza compacta con textura *wackestone*, de color gris oscuro. Se estratifica en dos niveles separados entre sí por tres centímetros de margas grises lajosas. Son niveles muy nodulosos, que muestran un marcado resalte topográfico. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten); Muestra ammonioideos (Pz-2.2). Muestra microfacies (Pz-2.1).
- 3.- 0,06 m Margas de color gris, lajosas.
- 4.- 0,08 m Caliza con textura *wackestone*, algo más bioclástica, de color gris oscuro. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge; Muestra de ammonioideos (Pz-4).
- 5.- 0,05 m Margas grises lajosas.
- 6.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone-mudstone* bioclástico estratificada en dos niveles bastante irregulares, amalgamados y separados entre sí por un centímetro de margas. Presentan nódulos de hierro. Aparecen ammonioideos. Muestra de ammonioideos (Pz-6).
- 7.- 0,01-0,04 m Margas grises lajosas.
- 8.- 0,07-0,12 m Calizas con textura *wackestone*, con distintas proporciones de bioclastos concentradas en la matriz. Aparecen frecuentes ammonioideos resedimentados y reelaborados, en distintas posiciones y algunos de ellos con colores blanquecinos por la alteración, belemnites y pelecípodos fragmentados. Se reconoce *Pleydellia falcifer* Maubeuge (reelaborado), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos (Pz-8). El techo del estrato representa un nivel erosivo, con una costra ferruginosa muy desarrollada, que caracteriza una discontinuidad. La entidad de la laguna asociada corresponde al menos con la Subzona Opalinum como muestran las asociaciones de ammonioideos de este nivel y el siguiente.

A partir de aquí y abarcando los niveles 9 a 16, se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico, presentando en ocasiones partículas ferruginizadas. Muestran un color grisáceo o incluso negro, que puede estar más oscurecido y enrojecido por la alteración. La estratificación es regular y nodulosa, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa.

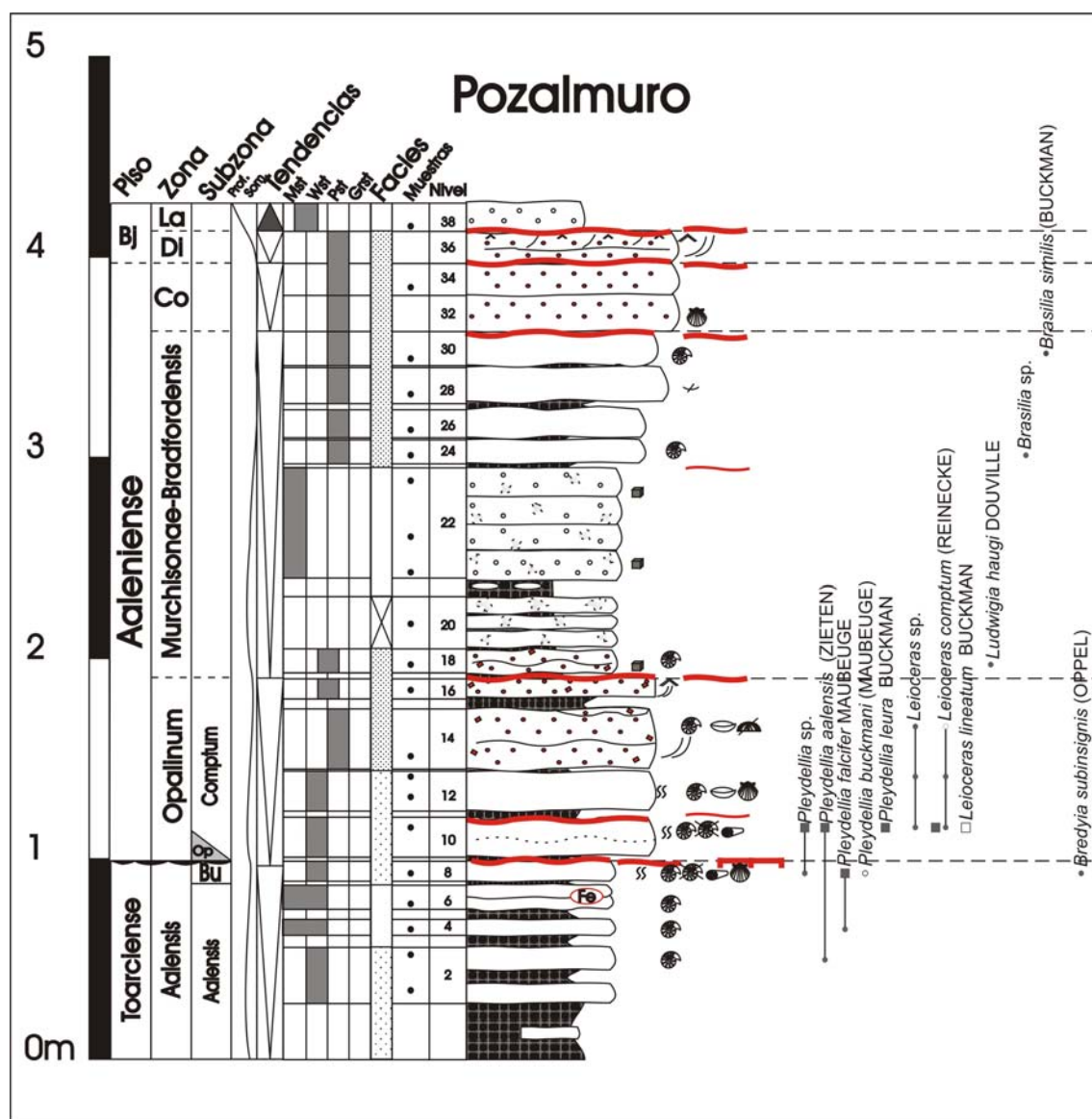


Figura 5.44. Columna estratigráfica de Pozalmuro.

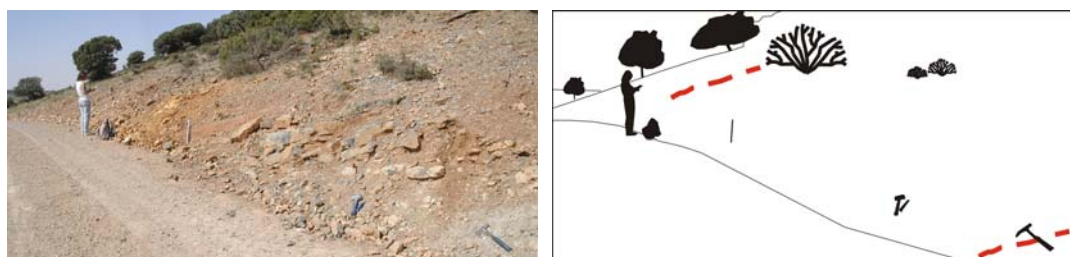


Figura 5.45. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior izquierda marca el techo de la serie y la inferior derecha correspondería con la base de la sección.

El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos.

9.- 0,01-0,02 m Margas grises.

10.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, con estratificación muy irregulares. En ocasiones el estrato se divide resultando dos niveles amalgamados. El techo muestra una superficie muy nodulosa. Se observa bioturbación en la matriz. Aparecen abundantes belemnites y ammonioideos tanto resedimentados, como reelaborados, los últimos parecen tener una envuelta superficial más alterada y blanquecina. El techo del

banco está afectado por una cicatriz erosiva y representa un nivel de discontinuidad estratigráfica dentro de la Subzona Comptum. Los ammonioideos que aparecen resedimentados incluyen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Los reelaborados incluyen *Pleydellia leura* Buckman, *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman, *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos (Pz-10).

11.- 0,03 m Margas.

12.- 0,20 m Calizas con textura *packstone-wackestone* compactas. Aparecen muy bioturbadas. Presenta ammonioideos resedimentados, braquiópodos y pelecípodos. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Pz-12).

13.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

14.- 0,30 m Calizas con textura *packstone* con partículas ferruginosas. Se observa estratificación cruzada de surco en todo el banco y en el techo *ripples* de oleaje. Entre los bioclastos se encuentran moldes de ammonioideos de gran tamaño (aproximadamente 10 centímetros de diámetro), placas de equinodermos y braquiópodos rinconélidos. Se reconocen *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Pz-14).

15.- Junta de estratificación margosa.

16.- 0,15 m Calizas endurecidas con textura *packstone* con envueltas ferruginosas, de color negro, verdoso en superficie. Presentan una mayor concentración de partículas con cubiertas ferruginosas dispersas que el nivel anterior, así como estratificación cruzada de surco. La base presenta mayor enrojecimiento en los primeros cinco centímetros, donde el nivel es más margoso. En el techo aparecen *ripples* de oleaje y está afectado por una superficie de erosión que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Pz-16).

17.- 0,02-0,4 m Margas.

18.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* amarillentas, de aspecto muy alterado con partículas con envueltas ferruginizadas. Estas calizas parecen formar nódulos. Aparecen pequeños cubos de pirita. Las partículas con envueltas ferruginizadas aparecen dispersas, dispuestas irregularmente. Aparecen placas de equinodermos y ammonioideos: *Ludwigia haugi* Douville. Muestra de ammonioideos y microfacies (Pz-18).

A partir de aquí, abarcando los niveles 18-22, se desarrolla una facies muy alterada, con aspecto de estar karstificada. En las zonas donde se conserva la textura original esta corresponde con textura *mudstone-wackestone*.

19.- Junta de estratificación margosa.

20.- 0,26 m Calizas con textura *wackestone* amarillentas, de aspecto muy alterado y recrystalizado. Se divide en cuatro niveles, que se amalgaman entre sí. A causa de alteración presenta un aspecto karstificado. Presenta cavidades cementadas. De base a techo son cavidades cada vez de mayor tamaño, así como el de los rellenos de éstas.

21.- 0,09 m Margas con nódulos carbonatados.

22.- 0,55 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* de color amarillento, con presencia de hierro. Están muy recrystalizadas y se observan grietas rellenas por calcita. Presentan un aspecto muy alterado. Adquieren cierto resalte morfológico en comparación con el nivel anterior. Tiene tres niveles. El inferior es algo más bioclástico, los superiores tienen textura *mudstone*. Siguen apreciándose pequeñas karstificaciones, así como zonas con concentraciones locales de pirita. El techo del último banco marcaría una pequeña discontinuidad estratigráfica. Muestras de microfacies (Pz-22 inf.), (Pz-22 med.) y (Pz-22 sup.).

A partir de aquí y abarcando los niveles 23 a 36, se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico, que a partir del nivel 30 contienen partículas ferruginizadas. Presentan un color grisáceo o incluso negro, que puede estar más oscurecido y enrojecido por la alteración. La estratificación es regular y nodulosa, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos.

24.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris. Presentan ammonioideos: *Brasilia* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Pz-24).

25.- 0,01 m Margas.

26.- 0,14 m Calizas con textura *packstone*, de aspecto irregular y noduloso. Muestra de microfacies (Pz-26).

27.- 0,02-0,03 m Margas lajosas grises.

28.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas con hierro en la matriz. Es un nivel relativamente compacto, que adquiere cierto resalte morfológico. Muestra de microfacies (Pz-28).

29.- 0,01 m Margas.

30.- 0,16 m Margocalizas con textura *packstone*, muy recrystalizadas. Los primeros ocho centímetros adquieren una apariencia más lajosa, siendo los ocho restantes más compactos. La parte lajosa presenta colores muy oscuros, mientras que la superior aparece teñida de colores rojizos. El techo del nivel es una superficie erosiva que correspondería con una discontinuidad estratigráfica. Se observa la presencia de ammonioideos

cementados (ammonites huecos) resedimentados. Se reconoce *Brasilia similis* (Buckman). Muestra de ammonoideos (Pz-30).

31.- 0,01 m Margas.

32.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* que contienen partículas con cubiertas ferruginizadas. Son calizas compactas, de color negro. Las partículas ferruginizadas aparecen desde la base del nivel. Aparecen pequeños pelecípodos.

33.- 0,01m Junta de estratificación margosa.

34.- 0,16 m Calizas negras con textura *packstone* que contienen partículas con cubiertas ferruginizadas. Tiene mayor número de partículas ferruginizadas que el nivel anterior. Muestra de microfacies (Pz-34). El techo, un contacto erosivo muy alabeado, representa una discontinuidad.

35.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

36.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas. Las partículas ferruginizadas están más irregularmente distribuidas que en los niveles anteriores, y más dispersas. Aparecen en escaso número en la parte superior. Se observa estratificación cruzada de surco en todo el banco y en el techo *ripples* de oleaje. El techo del banco está afectado por una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica.

A partir de aquí, aparecen estratos decimétricos de calizas con textura *mudstone*.

37.- 0,01 Junta de estratificación margosa.

38.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, que empiezan a estratificarse a partir de este nivel en estratos muy homogéneos decimétricos. Son tableados y presentan superficies muy onduladas y nodulosas. Presentan colores más claros que los anteriores. Este estrato reincorpora partículas ferruginizadas en la base. Muestra de microfacies (Pz-38).

5.3.3 PINILLA DEL CAMPO

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en las cercanías del pueblo de Pinilla del Campo. El corte está situado en el camino que sale al este de Pinilla del Campo hacia Noviercas, en un pequeño barranco a unos 250 m del pueblo (Fig. 5.46).

Las columnas se sitúan en la hoja número 351 (Ólvega) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 576.750 m; Y= 4.618.937 m.



Figura 5.46. Situación geográfica de la sección de Pinilla del Campo.

El corte fue estudiado por Mertmann (1986) identificando tres tipos de microfacies: (F1), (F4) y (F7).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base del corte se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.47 y 5.48).

Desde la base hasta el nivel 8 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso, e incluso parecen amalgamarse. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, belemnites y pelecípodos.

- 1.- 0,10 m Margas.
- 2.- 0,13-0,18 m Caliza margosa con textura *wackestone*, de color gris oscuro. Son nodulosas. Se observan en campo secciones de ammonioideos totalmente huecos y pelecípodos endobentónicos.
- 3.- 0,05 m Margas.
- 4.- 0,09-0,13 m Caliza con textura *wackestone*, de color gris oscuro en un banco de aspecto noduloso. Aparecen ammonioideos totalmente huecos y pelecípodos endobentónicos. Se reconocen *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Cotteswoldia* sp., *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Pi-4).
- 5.- 0,02 m Margas.
- 6.- 0,23 m Caliza con textura *wackestone* estratificada en tres niveles bastante compactos, de color gris oscuro y que parecen recristalizadas y lateralmente alteradas:
 - a) 0,07 m Caliza margosa con textura *wackestone*, que presenta pelecípodos endobentónicos, típicos de sustratos fangosos, y muchos pelecípodos en general.
 - b) 0,08 m Caliza con textura *wackestone*. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos (Pi-6.2).
 - c) 0,08 m Caliza con textura *wackestone*. Aparecen ammonioideos y belemnites. El techo del estrato está afectado por una superficie erosiva que representaría una discontinuidad estratigráfica, cuya laguna abarcaría al menos la Subzona Opalinum, como muestran los ammonioideos infra- y suprayacentes. Se reconoce *Pleydellia buckmani* (Maubeuge). Muestra de ammonioideos (Pi-6.3).
- 7.- 0,02 m Margas.

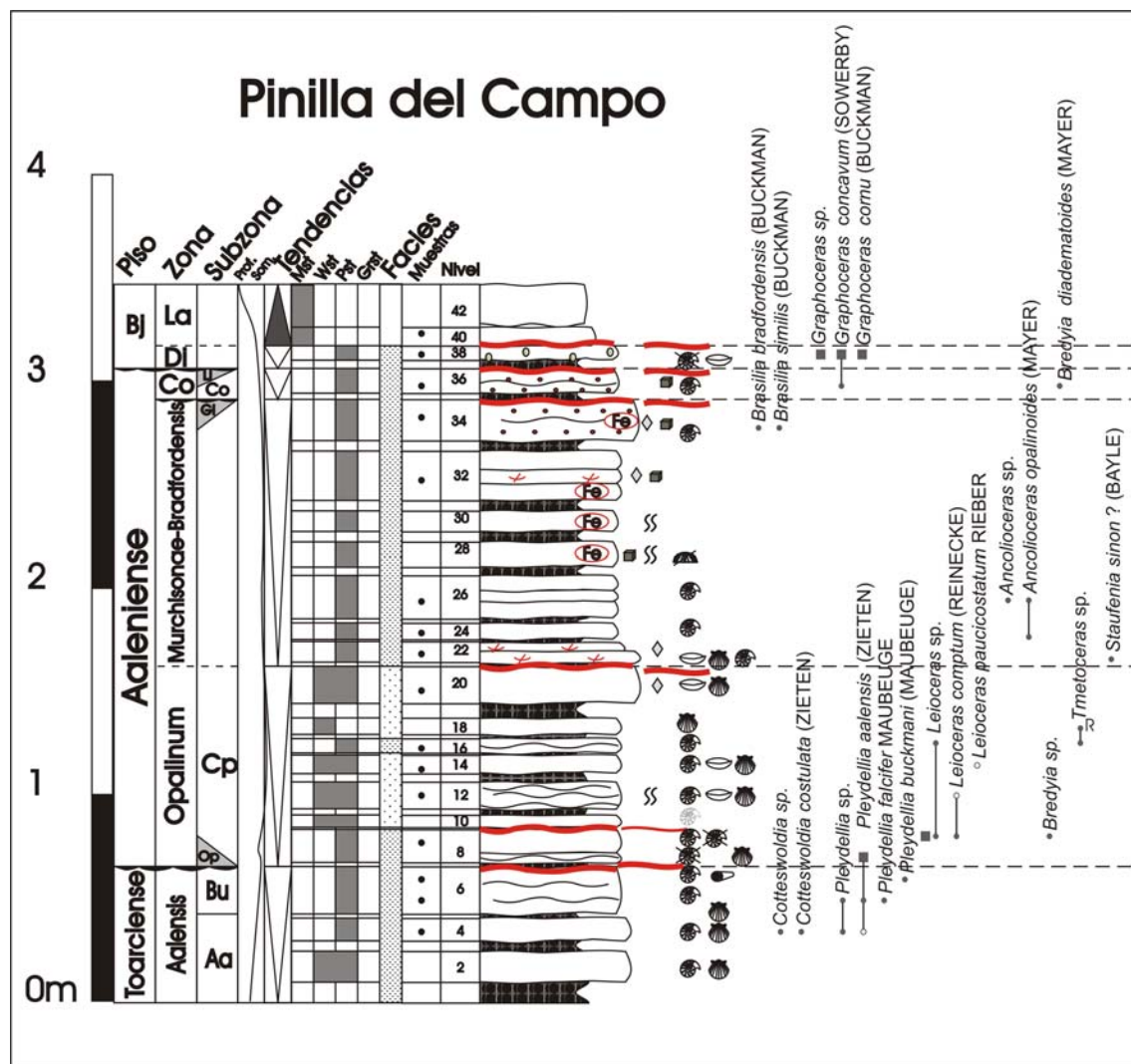


Figura 5.47. Columna estratigráfica de Pinilla del Campo.

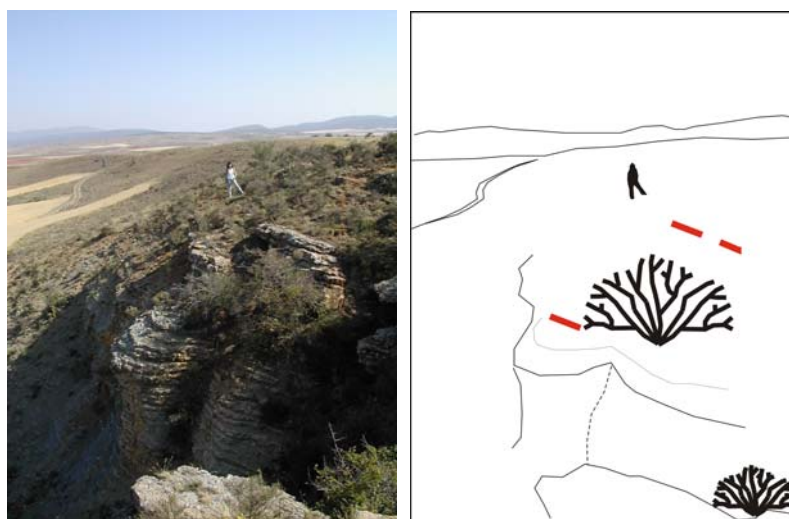


Figura 5.48. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior derecha marca el techo de la serie y la inferior izquierda correspondería con la base de la sección.

8.-0,16 m Calizas con textura *wackestone-packstone* color gris. El techo del nivel es una superficie erosiva que corresponde con una discontinuidad dentro de la Subzona Comptum. Aparecen frecuentes ammonioideos resedimentados y reelaborados y pelecípodos de concha lisa. Se reconocen *Pleydellia aalensis* (Zieten) (reelaborados), *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras cf. comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Bredyia* sp. Muestra de ammonioideos (Pi-8).

A partir de aquí y abarcando los niveles 9 a 38, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico, y en ocasiones presentan partículas ferruginizadas. Muestran un color grisáceo, que puede estar más oscurecido y enrojecido por la alteración. La estratificación es regular y nodulosa, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos.

9.- 0,01 m Margas.

10.- 0,06 m Calizas margosas con textura *wackestone-packstone*, bastante alteradas.

11.- 0,03 m Margas.

12.- 0,20 m Calizas muy bioturbadas con textura *packstone-wackestone* nodulosas y lajosas. Presentan coloraciones amarillentas y aspecto alterado. Aparecen ammonioideos, braquiópodos y pelecípodos. Se reconocen *Leioceras cf. comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Pi-12).

13.- 0,04 m Margas.

14.- 0,09 m Calizas con textura *packstone-wackestone* nodulosas. Aparecen bioturbaciones. Entre los bioclastos se encuentran ammonioideos, pelecípodos (mitílidos) y braquiópodos. Se reconoce *Leioceras cf. paucicostatum* Rieber. Muestra de ammonioideos (Pi-14).

15.- 0,01 m Margas.

16.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone*, margosas-arcillosas y alteradas, de aspecto muy lajoso. Aparecen ammonioideos: *Tmetoceras* sp., *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Pi-16).

17.- 0,02 m Margas.

18.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas. Aparecen ammonioideos y pelecípodos endobentónicos de gran tamaño. Aparece un ejemplar rodado de *Tmetoceras* sp.

19.- 0,06-0,08 m Margas.

20.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*, grises. Presentan braquiópodos rinconélidos y terebratulídeos junto con pelecípodos de concha fina. El techo de este estrato está afectado por una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Pi-20) donde se observan dolomitizaciones.

21.- 0,02 m Margas.

22.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *packstone* con bioclastos ferruginizados, estratificadas en dos niveles.

a) 0,06 m Calizas *packstone* con bioclastos ferruginizados. Aparecen muy enrojecidas. Presentan pelecípodos y braquiópodos junto con secciones de ammonioideos ferruginizados. Se reconoce *Staufenia sinon?* (Bayle).

b) 0,04 m Calizas *packstone* algo menos bioclástica. Presentan pelecípodos y braquiópodos. (Pi-22) donde se observan dolomitizaciones.

23.- 0,02 m Margocalizas con textura *packstone*, de aspecto alterado.

24.- 0,08 m Calizas con textura *packstone*, de aspecto lajoso. Presentan ammonioideos: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer). Muestra de ammonioideos y microfacies (Pi-24).

25.- 0,02 m Margas.

26.- 0,21 m Caliza con textura *packstone*, de aspecto lajoso. Se divide en tres estratos:

a) 0,08 m Calizas con textura *packstone*.

b) 0,06 m Calizas con textura *packstone*.

c) 0,07 m Calizas con textura *packstone*. Presenta ammonioideos: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer), *Ancolloceras* sp. Muestra de ammonioideos (Pi-26).

27.- 0,03-0,04 m Margas.

28.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas con hierro en la matriz. Son nodulosas, muestran bordes alabeados y color rojizo, aparecen muchos restos de pirita y de óxidos de hierro. Presentan placas de equinodermos también ferruginizadas. También aparecen bioturbaciones.

29.- 0,03-0,06 m Margas.

30.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas, con frecuentes ferruginizaciones. Son nodulosas. Aparecen bioturbaciones.

31.- 0,03-0,06 m Margas.

32.- 0,28 m Calizas con textura *packstone* estratificadas en tres niveles. Son niveles nodulosos que lateralmente se amalgaman, presentan muchos cristales de pirita y nódulos de óxidos. Su color es rojizo:

a) 0,08 m Calizas con textura *packstone* con restos de ferruginización en la matriz.

- b) 0,07 m Calizas con textura *packstone*. Muestra de microfacies (Pi-32.2) donde se observan dolomitizaciones.
- c) 0,08-0,09 m Calizas con textura *packstone*.
- 33.- 0,03-0,06 m Margas lajosas.
- 34.- 0,20 m Calizas estratificadas en dos niveles nodulosos, que lateralmente se amalgaman. Presentan textura *packstone* con fósiles ferruginizados, cristales de pirita y nódulos de hierro. Su color es negro:
- a) 0,10 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman).
- b) 0,09 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. El techo de este banco es un contacto erosivo que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de ammonoideos y microfacies (Pi-34) donde se observan dolomitizaciones.
- 35.- 0,02-0,04 m Margas.
- 36.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas y cristales de pirita, estratificadas en dos niveles irregulares, con juntas de estratificación irregulares y nodulosas:
- a) 0,06 m Caliza con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Aparecen ammonoideos resedimentados. Se identifican *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Bredya diadematoidea* (Mayer). Muestra de ammonoideos (Pi-36 inf.).
- b) 0,06 m Caliza con textura *packstone* con partículas ferruginizadas. Muestra de microfacies (Pi-36 sup.). El techo es una cicatriz erosiva que marca una discontinuidad.
- 37.- 0,04- 0,05 m Margas grises lajosas.
- 38.- 0,06-0,07 m Calizas nodulosas con textura *packstone*, con granos agregados. Aparecen braquiópodos y ammonoideos reelaborados. En el techo aparece una superficie erosiva que caracteriza una discontinuidad estratigráfica. Se identifican *Graphoceras concavum* (Sowerby) (reelaborados), *Graphoceras* cf. *cornu* (Buckman) (reelaborados), *Graphoceras* sp. (reelaborados). Muestra de ammonoideos y microfacies (Pi-38).

A partir de aquí, aparecen estratos decimétricos de calizas con textura *mudstone*.

- 39.- Junta de estratificación margosa.
- 40.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*, que empiezan a estratificarse a partir de este nivel en estratos muy homogéneos decimétricos. Son tableados y presentan superficies muy onduladas y nodulosas. Este estrato presenta una selección bioclástica que pasa de *wackestone* en la base a *mudstone* en el techo del estrato. Muestra de microfacies (Pi-40).
- 41.- Junta de estratificación margosa.
- 42.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone*.

5.3.4 CIRIA

Situación y antecedentes.

Esta sección está situada a unos 700 al N de Ciria, en los barrancos de los ríos Celorio y Manubles. La columna sintética ha sido levantada en los siguientes afloramientos (Fig. 5.49):

Barranco del Celorio. Camino que sale hacia la derecha desde la Ermita de la Virgen del Espino, a la salida de Ciria. Ladera noroeste del barranco. Aflora el Toarciense Superior y el Aalenense Inferior.

Barranco del Río Manubles. Salida al N de Ciria. Ladera W, a media ladera. Este corte se ha levantado a 300 m del de Ciria W en la misma banda de afloramientos. Aflora el Aalenense Medio y Superior, así como el Bajociense Inferior.

Las columnas se sitúan en la hoja número 380 (Borobia) a E. 1:50.000.

(Celorio) Coordenadas U.T.M. de la base: X= 585.580 m; Y= 4.608.650 m.

(Manubles) Coordenadas U.T.M. de la base: X= 586.150 m; Y= 4.608.500m



Figura 5.49. Situación geográfica de las secciones parciales de Ciria

Mensink (1965) cita este afloramiento en su estudio sobre los aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, aunque en esta sección realizó la bioestratigrafía para el Calloviense superior. Mertmann (1986) cita los dos afloramientos en los barrancos del Celorio y del Manubles denominándolos Ciria I y II, e identificó tipos de microfacies: (F1), (F3), (F7) y (F8). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección. García-Frank *et al.* (2004) estudiaron la secuencialidad del límite Jurásico Inferior-Medio, identificando cinco tipos de microfacies en los materiales, que se estructuran en cinco secuencias limitadas por discontinuidades.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.50 y 5.51).

Desde la base hasta el nivel 12 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), normalmente del icnogénero *Chondrites*, y otro tipo de bioturbaciones, como galerías horizontales e inclinadas. La estratificación es irregular y los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos.

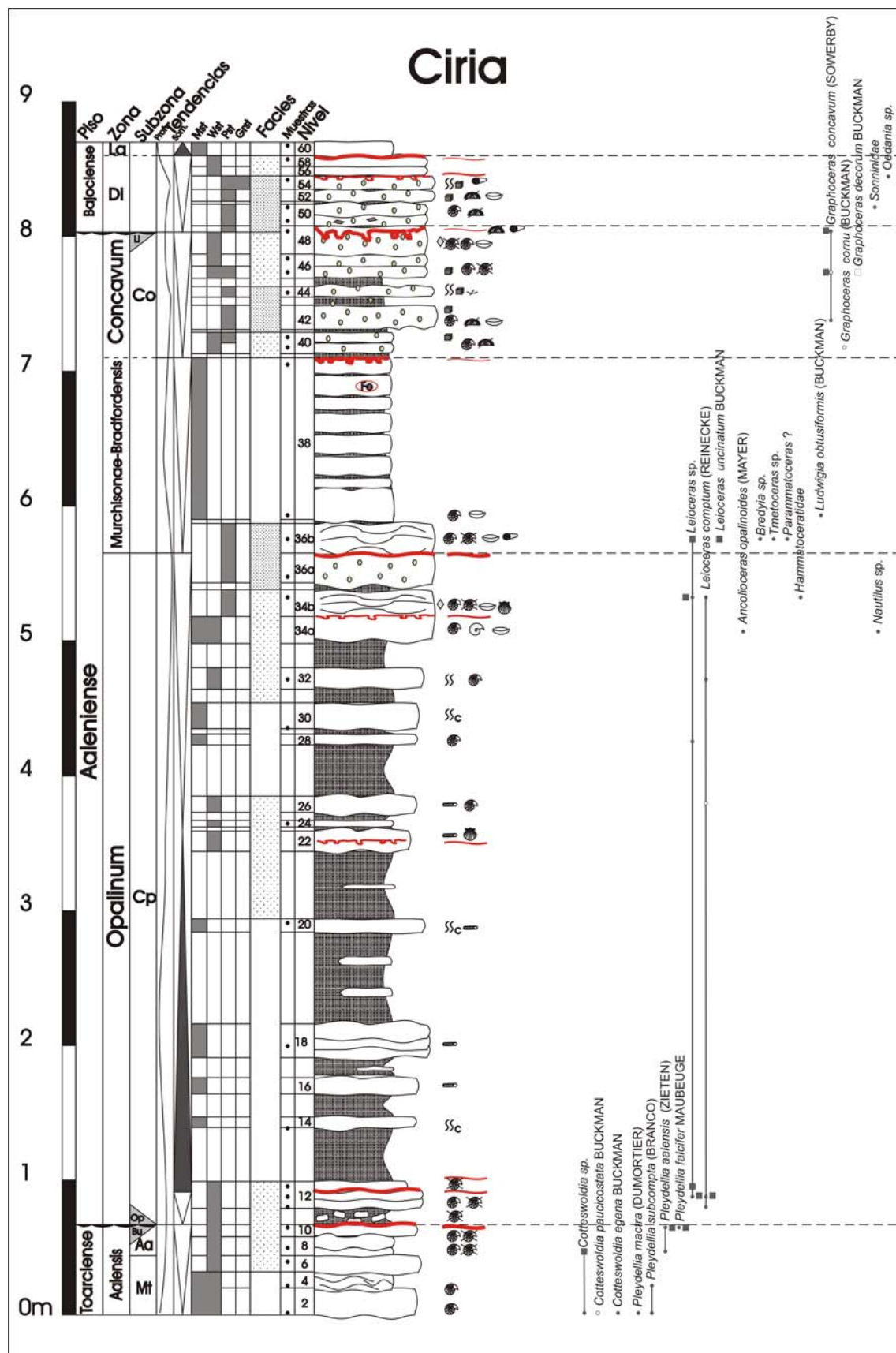


Figura 5.50. Columna estratigráfica de Ciria.

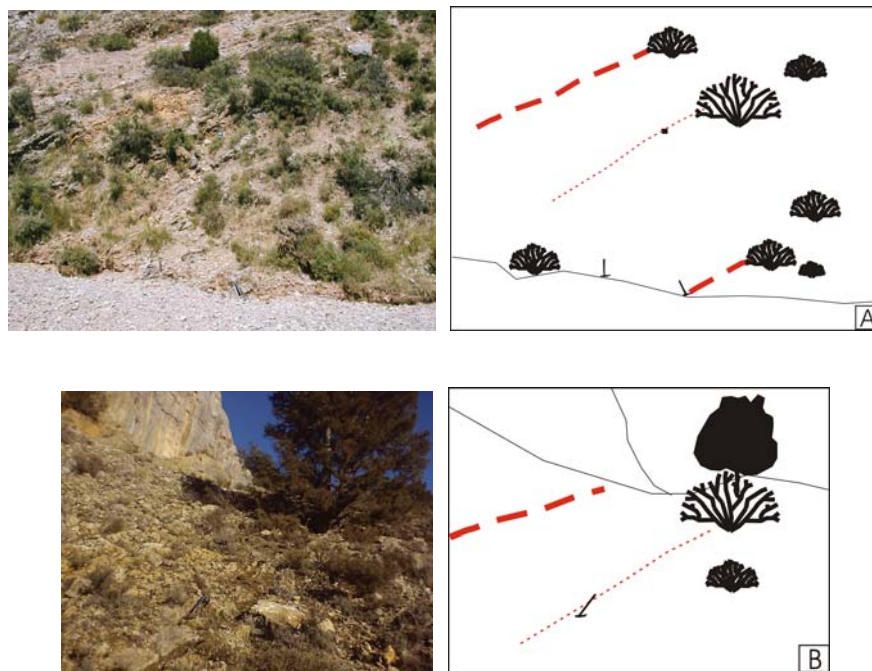


Figura 5.51. Fotografías de los afloramiento y esquemas explicativo. A) Sección del barranco del Celorio; La línea roja discontinua superior marca el techo de la serie, que aparece semicubierto en este barranco; la línea fina intermedia marca el límite entre el Aalenense inferior y medio y la línea discontinua inferior marca la base. B) Sección del barranco del Manubles; La línea roja discontinua superior marca el techo de la serie y la línea discontinua inferior más fina, marca el límite entre el Aalenense inferior y medio.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,20 m Caliza con textura *mudstone-wackestone*, de color gris oscuro. Muestran escaso contenido fósil, siendo los fósiles pequeños y aparecen aislados. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia egena* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *egena* Buckman, *Cotteswoldia* cf. *paucicostata* Buckman, *Cotteswoldia* sp., *Pleydellia mactra* (Dumortier), *Pleydellia* cf. *subcompta* (Branco). Muestra de ammonoideos y microfácies (Ci-2).
- 3.- 0,01 m Margocalizas grises lajosas.
- 4.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone*, de color gris oscuro en un banco de aspecto muy noduloso. Estratificación más irregular. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia subcompta* (Branco). Muestra de ammonoideos y microfácies (Ci-4).
- 5.- 0,01 m Margas.
- 6.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone* con aspecto oquedoso, algo más bioclástica. Muestra de microfácies (Ci-6).
- 7.- 0,01 m Margocalizas lajosas.
- 8.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* color gris, estratificadas irregularmente y más margosas que las anteriores. Se divide en dos estratos que se amalgaman, dando un aspecto muy noduloso. Aparecen frecuentes ammonoideos resedimentados y reelaborados. En el nivel superior aparecen ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten). En campo aparece *Cotteswoldia* sp. (reelaborado). Muestra de ammonoideos y microfácies (Ci-8b).
- 9.- 0,01 m Margocalizas lajosas.
- 10.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen ammonoideos resedimentados: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia falcifer* Maubeuge. Aparecen tanto resedimentados como reelaborados ejemplares de *Pleydellia* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Ci-10). El techo aparece afectado por una superficie erosiva que representa un nivel de discontinuidad. La laguna estratigráfica que representa afecta al menos a las subzonas Buckmani y Opalinum, como indican las asociaciones de ammonites infra- y suprayacentes.
- 11.- 0,05-0,10 m Nivel de removilización. Calizas margosas con textura *wackestone*, con zonas más nodulizadas. En campo aparecen ammonoideos reelaborados.
- 12.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone*, estratificadas en tres bancos, a, b y c. Aparecen ammonoideos tanto resedimentados como reelaborados. En el estrato inferior (a) se reconoce *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke). En el estrato intermedio (b) aparecen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. En el estrato superior (c) aparece *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Ci- 12a, Ci- 12b y Ci-12c). En el techo del estrato b aparece una superficie erosiva, que implica una discontinuidad estratigráfica dentro de la Subzona Comptum.

A partir de aquí y hasta el nivel 21, así como en el intervalo comprendido entre los niveles 27 y 32, existe predominio de las margas sobre las calizas y la estratificación se presenta de forma más tabular, con contactos difusos en muro y techo. Los niveles comprendidos entre el 22 y el 26 y el nivel 32, presentan de nuevo texturas *wackestone-mudstone* bioclástico.

13.- 0,40 m Margocaliza lajosa, semicubierta.

14.- 0,08 m Calizas margosas con textura *mudstone*. El estrato se divide lateralmente en dos bancos. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Muestra de microfacies (Ci-14 inf. y sup.).

15.- 0,17 m Margocalizas lajosas.

16.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* algo más bioclástica, bioturbadas de forma difusa. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y galerías horizontales.

17.- 0,15 m Margocalizas lajosas, con un pequeño estrato calcáreo en la parte intermedia.

18.- 0,25 m Calizas margosas con textura *mudstone* algo bioclástico. Aparecen estratificadas en tres bancos muy irregulares. Se observa tanto bioturbación difusa, como galerías definidas horizontales e inclinadas. Muestra de microfacies (Ci-18).

19.- 0,68 m Margocalizas lajosas. Aparecen dos niveles intercalados más calcáreos.

20.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Presentan bioturbación del icnogénero *Chondrites* y aparecen también galerías horizontales con *spreiten*. Muestra de microfacies (Ci-20).

21.- 0,50 m Margocalizas grises lajosas. Presentan un nivel más cementado intercalado, aproximadamente a la mitad del tramo, de unos 5 centímetros.

22.- 0,15 m Calizas margosas con textura *wackestone*, más bioclásticas. Están bastante bioturbadas. Se observan galerías centimétricas en conexión y concentraciones de restos esqueléticos locales, observándose en mitad del estrato un nivel más endurecido, como muestra el sistema de perforaciones que se desarrolla implicando una pequeña discontinuidad. Aparecen pelecípodos.

23.- 0,03 m Margas.

24.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone*. Muestra de microfacies (Ci-24).

25.- 0,06 m Margas.

26.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone*. Aparecen bioturbaciones. Presenta ammonioideos: *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Ci-26).

27.- 0,38 m Margocalizas lajosas.

28.- 0,08 m Calizas margosas grises con textura *mudstone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Ci-28).

29.- 0,04 m Margas.

30.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone* bioturbadas. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* de gran diámetro, en comparación con las anteriores, que están rellenas por un material algo bioclástico. Se reconoce *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-30).

31.- 0,04 m Margocalizas cubiertas.

32.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* con abundantes bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y también galerías de barrido tanto horizontales, como verticales. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-32).

A partir de aquí y abarcando los niveles 33 a 36, se constituye un tramo litológico caracterizado por los presentar calizas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico, con granos agregados y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos.

33.- 0,18 m Margocalizas lajosas.

34.- 0,40 m Calizas estratificadas en dos niveles:

a) 0,20 m Calizas con textura *mudstone/wackestone*. El techo aparece perforado por bioturbaciones verticales, desarrollándose un *hard-ground* que implica una discontinuidad. Aparecen nautiloideos y ammonioideos. Se reconoce *Ancolloceras opalinoides* (Mayer), *Ancolloceras* sp., *Nautilus* sp.

b) 0,20 m Calizas con textura *packstone*, que representa un nivel de removilización. Aparecen restos bioclásticos variados, entre los que se incluyen ammonioideos y braquiópodos rinconélidos. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Hammatoceratidae*. Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-M-4 a/b) donde se observan dolomitizaciones.

35.- 0,05 m Margocalizas lajosas.

36.- 0,44 m Calizas con textura *packstone*, estratificadas en dos niveles:

a) 0,22 m Caliza con textura *packstone* con granos agregados, configurando un nivel más cementado. Los granos agregados aparecen en bolsadas dispersas. Muestra de microfacies (Ci-36a). El techo corresponde con un nivel erosivo, que se corresponde con una discontinuidad estratigráfica.

b) 0,22 m Caliza con textura *packstone*, configurando un nivel de removilización, con ammonioideos reelaborados, braquiópodos terebratulidos y belemnites. Se reconocen *Leioceras* cf. *uncinatum* Buckman (reelaborado), *Leioceras* sp. (reelaborado), *Bredya* sp., *Tmetoceras* sp., *Parammatoceras*? (*Eudmetoceras*?). Muestra de ammonioideos (Ci-36b).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 37 y 38, se constituye un tramo litológico caracterizado por la estratificación de calizas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen escasas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), sobre todo en la parte superior del conjunto de estratos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Hay muchos nódulos de hierro, que son probables rellenos de las bioturbaciones oxidados. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está prácticamente ausente.

37.- 0,02- 0,04 m Margas.

38.- 1,20 m Calizas con textura *mudstone*, con baja proporción de bioclastos. Se estructuran en bancos decimétricos nodulosos. Los únicos fósiles encontrados aparecen en la base del nivel, y son braquiópodos y un ejemplar de ammonioideo. Se reconoce en la base *Ludwigia obtusiformis* (Buckman). El techo del nivel es sistema de perforaciones verticales rellenas de sedimento más bioclástico conformando un *hard-ground*, que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-38 base) y muestra de microfacies (Ci-38 techo).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 39 a 58 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* con granos agregados. Presentan colores amarillo-verdosos, a veces enrojecidos, que pueden estar más oscurecidos por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) y en ciertos niveles se encuentran galerías asociadas con sustratos más firme. La estratificación es regular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

39.- 0,03 m Margocalizas lajas grises.

40.- 0,16 m Calizas estratificadas en dos niveles:

a) 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, que presentan braquiópodos y ammonioideos: *Graphoceras* cf. *cornu* (Buckman). Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-40 a).

b) 0,08 m Calizas con textura *wackestone/packstone* con placas de equinodermos y pequeños cristales de pirita. Muestra de microfacies (Ci-40 b).

41.- 0,02 m Margocalizas lajas.

42.- 0,18 m Calizas con textura *packstone* con granos agregados que empiezan a aparecer en la mitad superior del estrato. El estrato presenta abundante porosidad móldica asociada a braquiópodos, que está rellena de óxidos e hidróxidos de hierro, y por pirita. Aparecen placas de equinodermos, braquiópodos y ammonioideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby). Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-42).

43.- 0,06 m Margocalizas con partículas ferruginizadas.

44.- 0,08 m Calizas con textura *packstone*, con granos agregados. Su base es ondulosa y el techo es una superficie de aspecto más consolidado, de tipo *firm-ground*. Aparecen frecuentes bioturbaciones y los bioclastos se concentran irregularmente. Se aprecia la existencia de porosidad móldica, posteriormente rellena por óxidos e hidróxidos de hierro y pirita. Muestra de microfacies (Ci-44).

45.- 0,06 m Margocalizas lajas con granos agregados y nódulos dispersos intercalados.

46.- 0,18 m Calizas estratificadas en dos niveles muy irregulares:

a) 0,09 m Caliza con textura *wackestone/packstone* con granos agregados. Aparecen ammonioideos resedimentados y reelaborados. Se reconocen *Graphoceras concavum* (Sowerby) (reelaborado), *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *decorum* Buckman (reelaborado). Muestra de ammonioideos y microfacies (Ci-46a).

b) 0,09 m Caliza con textura *mudstone*, que presenta disolución móldica rellena por pirita. Aparecen braquiópodos. Muestra de microfacies (Ci-46b).

47.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

48.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone* en la base y textura *packstone* en el techo del estrato, donde se concentran los bioclastos sobre una superficie perforada. En las perforaciones aparecen granos agregados. Es un nivel muy oquedoso por el alto porcentaje de porosidad móldica que presenta. En la parte más bioclástica se aprecia que hay abundantes granos agregados y placas de equinodermo. Aparecen ammonioideos resedimentados y reelaborados concentrados en el techo de la capa, junto con braquiópodos y belemnites. Se reconocen *Graphoceras concavum* (Sowerby), que aparecen en alta proporción tanto resedimentados, como

reelaborados Muestra de ammonioideos y microfácies (Ci-48) donde se observan dolomitizaciones. El sistema de perforaciones del techo del estrato representa una discontinuidad estratigráfica, con una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Limitatum, como muestran las asociaciones de ammonioideos infra- y suprayacentes.

49.- Junta de estratificación margosa.

50.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* que se estratifican en dos bancos:

a) 0,08 m Calizas con textura *packstone* con intraclastos. Parece un nivel de removilización. Aparecen grandes ammonioideos, que en campo se reconocen como *Sonninidae*. Muestra de microfácies (Ci-50 a).

b) 0,08 m Calizas con textura *packstone*. Muestra de microfácies (Ci-50 b).

51.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.

52.- 0,10 m Calizas con textura *packstone*, con algún grano agregado, pequeños cristales de pirita y placas de equinodermo. Aparecen braquiópodos. Muestra de microfácies (Ci-52) y (Ci-6).

53.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

54.- 0,08 m Calizas con textura *packstone-grainstone* con perforaciones en el techo rellenas de una textura *wackestone* y pequeños cristales de pirita. Se reconocen galerías horizontales además de las perforaciones en el resto del estrato. Aparecen ammonioideos y belemnites. Se reconoce *Oedania* sp. Muestra de ammonioideos y microfácies (Ci-54). El techo del estrato, donde aparecen las perforaciones, representa un nivel de discontinuidad.

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *wackestone-mudstone*. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

55.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

56.- 0-0,06 m Calizas con textura *wackestone* muy nodulosas, que varían mucho de espesor, llegando a desaparecer lateralmente.

57.- Junta de estratificación margosa.

58.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, noduloso. Muestra de microfácies (Ci-58). El techo del estrato presenta una cicatriz erosiva lo que unido a un brusco cambio textural, correspondería a una discontinuidad.

59.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

60.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, que empiezan a estratificarse a partir de este nivel en estratos muy homogéneos decimétricos. Son tableados y presentan superficies muy onduladas. Muestra de microfácies (Ci-60).

5.3.5 BOROBIA I

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en el margen oeste de la carretera comarcal SO-P-2102 que comunica las localidades de Borobia y de Ciria, entre los kilómetros 5 y 6, frente a la “Balsa El Frontón” (Fig. 5.52).

La columna se sitúa en la hoja número 380 (Borobia) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 590.386 m; Y= 4.611.217 m.

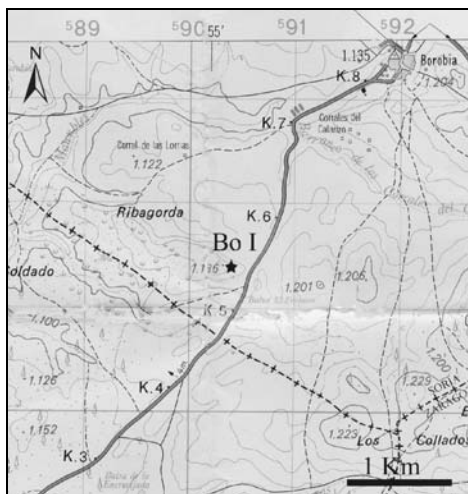


Figura 5.52. Situación geográfica de la sección de Borobia I.

Mertmann (1986) identificó en este afloramiento cuatro tipos de microfacies: (F1), (F2), (F6) y (F8). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenienses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde de la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.53 y 5.54).

Desde la base hasta el nivel 14 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por el desarrollo de calizas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*). La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos.

1.- Margas cubiertas.

2.- 0,11 m Caliza con textura *wackestone*. Muestran poco contenido bioclástico, concentrándose este en el techo de la capa. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten) (morfotipo intermedio con *P. falcifer*), *Pleydellia aalensis* (Zieten). Muestra de ammonioideos (Bo I-2).

3.- 0,05-0,06 m Margas semicubiertas.

4.- 0,08 m Caliza con textura *wackestone*. Muestran poco contenido bioclástico. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* sp.. Muestra de ammonioideos (Bo I-4).

5.- 0,04 m Margas.

6.- 0,28 m Caliza con textura *wackestone* dividida en dos estratos:

a) 0,12 m Caliza con textura *wackestone* compacta algo más bioclástica que las anteriores.

b) 0,16 m Caliza con textura *wackestone-packstone* que presenta una concentración de ammonioideos en la mitad inferior del estrato. Este presenta un aspecto muy alterado, incluyendo señales de ferruginización (óxidos e hidróxidos de hierro) y alteración en tonos blanquecinos. El techo termina con un nivel erosivo, indicando una discontinuidad. Los ammonioideos presentan rellenos de cementos calcíticos en su interior (ammonites huecos). Aparecen resedimentados. Se reconocen *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia leura* Buckman, *Hammatoceratidae*. Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo I-6b)

7.- 0,04 m Margas semicubiertas.

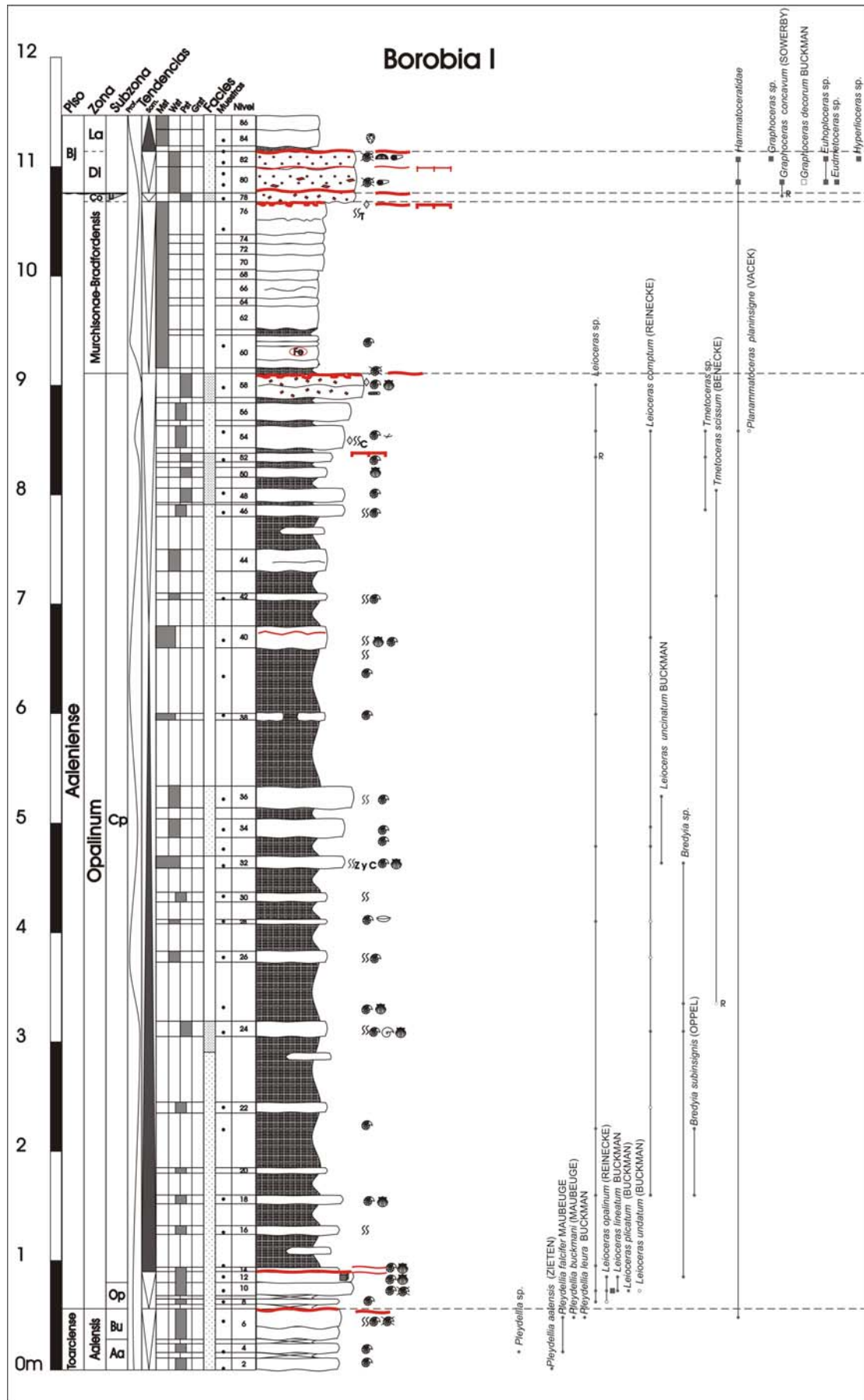


Figura 5.53. Columna estratigráfica de Borobia I.

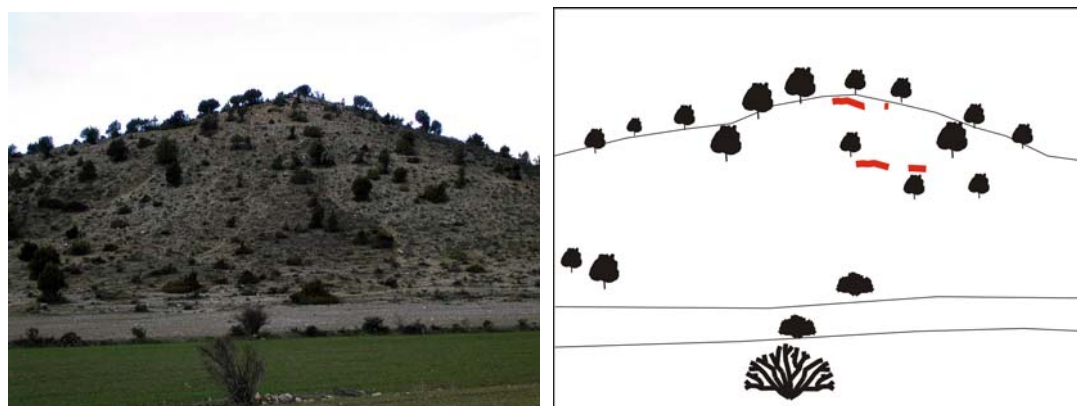


Figura 5.54. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la línea discontinua inferior la base de la sección.

8.-0,05 m Calizas con textura *wackestone* muy bioclásticas, con concentraciones locales con textura *packstone*. Aparecen frecuentes secciones de ammonioideos huecos: *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *opalinum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Bo I-8).

9.- 0,03 m Margas.

10.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, que presentan un aspecto muy alterado. Aparecen concentraciones de ammonioideos ferruginizados y con rellenos de cementos calcíticos resedimentados y reelaborados. Se reconocen *Leioceras plicatum* (Buckman), *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras* cf. *opalinum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman, *Leioceras* cf. *undatum* (Buckman), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Bo I-10).

11.- Junta de estratificación margosa.

12.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas, con concentraciones de bioclastos en bioturbaciones que pueden presentar textura *packstone*. Aparece como un nivel de removilización, que muestra una superficie erosiva superior muy irregular, que caracteriza una discontinuidad, con una alta abundancia de moldes internos de ammonioideos parcialmente rellenos de cemento calcítico y ferruginizados por óxidos e hidróxidos de hierro y pirita. Junto con los ammonioideos, aparecen pelecípodos (pectínidos y ostreidos). No parecen existir evidencias de reelaboración en los ammonioideos. Se reconocen *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Bo I-12).

13.- Junta de estratificación margosa.

14.- 0,04 m Calizas fétidas con textura *wackestone* bioclástica, de aspecto alterado, posiblemente con materia orgánica. Aparecen ammonioideos, pero en menor abundancia que en el nivel anterior, y pelecípodos. Se reconocen *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Bo I-14). Este nivel corresponde con un nivel de removilización, en cuyo techo aparece una superficie erosiva, formando una discontinuidad.

A partir de aquí, y hasta el nivel 46, existe predominio de las margas sobre las calizas, y estas adquieren textura *mudstone-wackestone*.

15.- 0,30 m Margocalizas lajosas, que presentan cierto resalte. Contienen un banco calcáreo noduloso intercalado, que desaparece lateralmente. Se observan oquedades ferruginizadas.

16.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris oscuro. Muestra de microfacies (Bo I-16).

17.- 0,20 m Margocalizas lajosas.

18.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris oscuro y nodulosas. Parecen tener un contenido ligeramente mayor de materia orgánica, y ser algo menos bioclásticas que las anteriores. Aparecen ammonioideos y pelecípodos. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Bredya subinsignis* (Oppel). Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo I-18).

19.- 0,20 m Margocalizas lajosas.

20.- 0,05 m Calizas margosas más compactas, que presentan cierto resalte.

21.- 0,50 m Margocalizas lajosas. Se reconocen *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* cf. *subinsignis* (Oppel), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Bo I-21).

22.- 0,10 m Margocalizas que lateralmente se convierten en calizas con textura *wackestone* bioclástica. Presentan color gris oscuro y son bastante compactas. Se reconoce *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Bo I-22).

- 23.- 0,60 m Margocalizas lajosas grises.
- 24.- 0,14 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone*. Entre los bioclastos encontrados aparecen nautiloideos, ammonoideos y pelecípodos típicos de fondos cenagosos. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras cf. comptum* (Reinecke), *Bredya* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-24).
- 25.- 0,54 m Margocalizas lajosas. Aparecen ammonoideos y pequeños pelecípodos. Se reconoce *Bredya* sp. Aparece *Tmetoceras cf. scissum* (Benecke) rodado. Muestra de ammonoideos (Bo I-25).
- 26.- 0,10 m (existe variación lateral) Caliza margosa con textura *mudstone* de aspecto muy alterado. Presenta fragmentos de bioclastos ferruginizados. Se reconoce *Leioceras cf. comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-26).
- 27.- 0,25 m Margocalizas muy margosas.
- 28.- 0,04 m Calizas compactas grises con textura *mudstone*. Lateralmente pueden ser más bioclásticas. Aparecen ammonoideos juveniles y braquiópodos. Se reconoce *Leioceras cf. comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. (Bo I-28).
- 29.- 0,16 m Margas lajosas.
- 30.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*, en ciertas partes *wackestone*, menos margosas. Muestra de microfacies (Bo I-30).
- 31.- 0,22 m Margocalizas lajosas.
- 32.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* con bioturbaciones del icnogénero *Zoophycos*. Se observa la presencia de ammonoideos juveniles y pelecípodos rellenos de óxidos e hidróxidos de hierro. Aparece *Bredya* sp. Se reconoce en campo *Leioceras comptum* (Reinecke)/ *Leioceras uncinatum* Buckman. Muestra de ammonoideos (Bo I-32).
- 33.- 0,17 m Margocalizas lajosas que a techo presentan mayor abundancia bioclástica. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras cf. comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos (Bo I-33).
- 34.- 0,17 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Bo I-34).
- 35.- 0,10 m Margocalizas lajosas.
- 36.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone*, más compactas. Aparecen ammonoideos juveniles. Se reconoce *Leioceras comptum* (Reinecke)/ *Leioceras uncinatum* Buckman. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-36).
- 37.- 0,60 m Margocalizas lajosas.
- 38.- 0,06 m Calizas margosas que configuran un nivel discontinuo. Se reconoce *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos (Bo I-38).
- 39.- 0,60 m Margocalizas lajosas, que presentan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* a techo del nivel. Aparecen ammonoideos: *Leioceras cf. comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Bo I-39).
- 40.- 0,20 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone*, que presenta *Chondrites* en la parte inferior del banco, y ammonoideos y pelecípodos de tipo pectínido en el techo. Se reconoce *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (Bo I-40).
- 41.- 0,24 m Margocalizas lajosas y bioclásticas, bioturbadas.
- 42.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* bioturbada intensamente por *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-42).
- 43.- 0,20 m Margocalizas lajosas.
- 44.- 0,20m Nivel doble de calizas con textura *mudstone-wackestone* con pequeños bioclastos ferruginizados.
- 45.- 0,30 m Margocalizas, con un nivel calcáreo muy irregular intercalado.
- 46.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-46).

A partir de aquí, y hasta el nivel 52, predominan las calizas sobre las margas y los bancos calcáreos son más bioclásticos.

- 47.- 0,02 m Margocalizas lajosas.
- 48.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-48).
- 49.- 0,10 m Margocalizas lajosas.
- 50.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*, con fragmentos de pelecípodos.
- 51.- 0,05 m Margocalizas lajosas.
- 52.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, con aspecto alterado, que muestran una mayor litificación y una costra ferruginosa en el techo del nivel, configurando un *hard-ground*, que representa una pequeña discontinuidad. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras* sp. Aparece rodado *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-52).

A partir de aquí y abarcando los niveles 53 a 58, se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas estratificadas en bancos decimétricos gruesos (unos 20 centímetros) compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico con alguna partícula ferruginizada y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos.

53.- 0,05 m Margocalizas lajosas.

54.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*. Adquieren cierto resalte morfológico. Aparecen abundantes concentraciones locales de ammonoideos. También se concentran otros fragmentos de fósiles. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Tmetoceras*; *Hammatoceratidae*. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I 54) donde se identifican dolomitizaciones.

55.- 0,05 m Margocalizas lajosas, que generan un replano en el afloramiento.

56.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone*, un poco margosas, de color gris.

57.- 0,05 m Margocalizas.

58.- 0,22 m Calizas con textura *packstone*, con partículas ferruginizadas, que parecen pequeños litoclastos. Banco con aspecto muy alterado estratificado en dos niveles calcáreos. Aparecen muchos fragmentos de pelecípodos y ammonoideos: *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-58) donde se identifican dolomitizaciones. En el techo se desarrolla una superficie erosiva, que aparece perforada, configurando una discontinuidad.

59.- 0,05 m Margocalizas con partículas ferruginizadas. Forman un *lag*, o superficie erosiva sobre el nivel anterior.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 60 a 76, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen escasas huellas de bioturbación, indicativas de un sustrato no consolidado (*burrows*), sobre todo en la parte superior del conjunto de estratos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está prácticamente ausente.

60.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone*. La base es algo bioclástica. Se distinguen cuatro niveles:

a) 0,08 m. (Base).

b) 0,12 m.

c) 0,04 m. Muestra de microfacies (Bo I-60). Frecuentes nódulos de hierro.

d) 0,06 m. (Techo).

61.- 0,05 m Margocalizas lajosas.

62.- 0,22 m Calizas con textura *mudstone*, estratificadas en un banco irregular que consiste en un conjunto de estratos muy irregulares y nodulosos.

63.- Junta de estratificación.

64.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* que están bioturbadas por pequeñas galerías.

65.- Junta de estratificación margosa.

66.- 0,16- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*. Conforman un banco estratificado en dos niveles muy irregulares que localmente se amalgaman.

67.- Junta de estratificación margosa.

68.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*.

69.- Junta de estratificación margosa.

70.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone* estratificadas en un estrato más tabular.

71.- Junta de estratificación margosa.

72.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* generando un estrato tabular.

73.- Junta de estratificación margosa.

74.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* generando un estrato tabular.

75.- Junta de estratificación.

76.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone* estratificadas en dos estratos tabulares:

0,14 m. Muestra menor resalte que el superior, pero más que los estratos anteriores.

0,16 m. Adquiere mayor resalte. La parte superior del nivel muestra galerías de *Thalassinoides* que aparecen rellenas de calizas con textura *packstone* con partículas cubiertas ferruginizadas. A techo del estrato se observan un sistema de perforaciones y una costra ferruginosa que configuran una discontinuidad. Muestra de microfacies (Bo I-76) donde se identifican dolomitizaciones.

77.- Junta de estratificación que representaría una discontinuidad estratigráfica.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 78 a 82 se constituye un tramo litológico caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*

con partículas con cubiertas ferruginizadas y presentan colores amarillo-verdosos, a veces enrojecidos, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) y en ciertos niveles galerías asociadas con sustrato más firme. La estratificación es regular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

78.- 0,08 m Calizas margosas con textura *packstone-wackestone* con pequeños intraclastos y granos agregados ferruginizados y bioclastos, de color gris. Corresponden con un nivel de *lag*. Aparece rodado *Graphoceras concavum* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-78). El techo del estrato muestra una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica. Las asociaciones de ammonoideos que aparecen por encima y por debajo de esta, permiten asignar a la laguna una amplitud de al menos la Subzona Limitatum.

79.- Junta de estratificación margosa.

80.- 0,24 m Caliza bioclástica con textura *packstone-wackestone* con partículas con envueltas ferruginizadas dispersas y litoclastos. Aparece ferruginizado gran parte del estrato. Se observa una gran concentración de belemnites en diferentes posiciones y direcciones en el banco. Aparecen ammonoideos reelaborados: *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *decorum* Buckman, *Eudmetoceras* sp., *Hammatoceratidae*. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-80). El techo del estrato es muy alabeado y muestra una costra ferruginosa y procesos de litificación típicos de un *hard-ground*, por lo que representa una discontinuidad.

81.- Junta de estratificación.

82.- 0,14 m Calizas con textura *packstone-wackestone* con partículas con envueltas ferruginizadas. El estrato esta muy enrojecido, muestra un aspecto muy alterado, con colores amarillos verdosos localmente enrojecidos. Se observa una gran concentración de belemnites en diferentes posiciones y direcciones en el banco. Aparecen ammonoideos reelaborados: *Graphoceras* sp., *Sonninia* sp. (*Euhoploceras*), *Hyperlioceras* sp., *Hammatoceratidae*. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo I-82). El techo del estrato representa una superficie erosiva que evidencia una discontinuidad estratigráfica.

83.- Junta de estratificación.

A partir de aquí, aparecen estratos decimétricos de calizas con textura *mudstone* y con restos de espongiarios.

84.- 0,13 m Caliza con textura *mudstone*, con fragmentos de espongiarios. Muestra de microfacies (Bo I-84).

85.- Junta de estratificación.

86.- 0,12 m Caliza con textura *mudstone*, con fragmentos de espongiarios.

87.- Junta de estratificación.

88.- 0,10 m Caliza con textura *mudstone*.

5.3.6 BOROBIA II

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en la margen E de la carretera comarcal SO-P-2102 que comunica las localidades de Borobia y de Ciria, en el kilómetro 2, siguiendo un camino lateral. Se localiza debajo de unas ruinas que aparecen en la cercanía del camino (Fig. 5.55).

La columna se sitúa en la hoja número 380 (Borobia) a E. 1:50.000.
Coordenadas U.T.M. de la base: X= 588.192 m; Y= 4.608.712 m.



El corte fue estudiado con anterioridad por Mertmann (1986) quien identificó cinco tipos de microfacies: (F1), (F2), (F4), (F6) y (F8).

Figura 5.55. Situación geográfica de la sección de Borobia II.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se localiza dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.56 y 5.57).

Desde la base hasta el nivel 20 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) normalmente del icnogénero *Chondrites*. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos.

1.- Margas cubiertas.

2.- 0,07 m Caliza con textura *mudstone-wackestone*, de color gris oscuro, con los bordes del estrato planos. Aparece poco contenido bioclástico, siendo los bioclastos pequeños y aislados. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia misera* Buckman. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-2).

3.- 0,10 m Margocalizas grises lajosas.

4.- 0,10 m Caliza con textura *wackestone*, de color gris oscuro, con estratificación más irregular. Aparecen frecuentes ammonoideos, pelecípodos e impregnaciones y nódulos de hierro. Se reconocen *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia* cf. *misera* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco), *Cotteswoldia* sp. Muestra de ammonoideos (Bo II-4).

5.- 0,04- 0,06 m Margas.

6.- 0,08-0,14 m Caliza con textura *wackestone* con límites irregulares. Aparecen abundantes *Chondrites* en la mitad inferior del estrato. Aparecen fragmentos de pelecípodos, ammonoideos y hay mucha bioturbación difusa, que provoca localmente concentraciones de restos de organismos. Se reconoce *Pleydellia* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-6).

7.- 0,04 m Margocalizas lajosas.

8.- 0,05-0,08 m Calizas con textura *wackestone* color gris, estratificadas irregularmente. Aparecen pelecípodos endobentónicos y ammonoideos: *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Pleydellia subcompta* (Branco). Muestra de ammonoideos (Bo II-8).

9.- 0,12 m Margocalizas lajosas.

10.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone*, localmente *mudstone*, que presentan menos contenido bioclástico que las anteriores. Aparecen bioturbaciones en el techo del estrato. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia subcompta* (Branco). Muestra de ammonioideos (Bo II-10).

11.- 0,14 m Margocalizas lajosas. Tiene un nivel de unos 3 centímetros de caliza intercalado en mitad del estrato.

12.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* más bioclásticas que las anteriores que generan un resalte morfológico. Nivel muy irregular, con presencia de placas de equinodermos y ammonioideos. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia fluens* Buckman, *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos y microfácies (Bo II-12).

13.- 0,05 m Margocaliza lajosa.

14.- 0,07-0,13 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica. Aparecen secciones de ammonioideos en campo y pelecípodos.

15.- 0,07 m Margocalizas lajosas.

16.- 0,08-0,14 m Calizas con textura *wackestone*, muy irregulares, con frecuentes nódulos de hierro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos, presentando una mayor abundancia en la base del estrato, y orientados paralelamente a la estratificación. Se reconocen *Pleydellia aalensis* (Zieten) (morfortipo transición a *P. falcifer*), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten). Muestra de ammonioideos (Bo II-16).

17.- 0,06 m Margocalizas lajosas.

18.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone* bioclástico, formando tres estratos:

a) 0,06 m Calizas en un estrato tabular. Presentan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* de forma muy abundante en la parte superior del estrato. También aparecen galerías centimétricas, que parecen ser indicativas de sustrato más firme, de tipo *firm-ground*, rellenas por calizas con textura *packstone* bioclástico.

0,02 m Margocalizas lajosas. Muestra de microfácies (Bo II-18a).

b) 0,04-0,06 m Calizas bioclásticas, que conforman un nivel muy irregular, que lateralmente se acuña.

c) 0,12 m Calizas bioclásticas, con textura *packstone*, que presentan más resalte topográfico que las anteriores. Está muy bioturbado. Aparecen abundantes ammonioideos resedimentados y reelaborados. Reelaborados: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge). Resedimentados: *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia leura* Buckman, *Pleydellia* cf. *leura* Buckman, *Pleydellia* sp. (costulación gruesa). Muestra de ammonioideos y microfácies (Bo II-18c). Termina el estrato con un nivel erosivo representativo de una discontinuidad, con una laguna estratigráfica asociada, que mediante el análisis de los ammonioideos de este estrato y del siguiente, puede asignársele una amplitud de al menos la Subzona Opalinum.

19.- 0,03-0,04 m Margocalizas lajosas. Nivel de removilización con bioclastos resedimentados y reelaborados. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. (reelaborados). Muestra de ammonioideos (Bo II-19).

20.- 0,20 m Calizas estratificadas en dos niveles:

a) 0,06 m Calizas con textura *packstone* que presentan bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen pelecípodos (pholadomyas y ostreidos) en posición de vida y ammonioideos. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras uncinatum* Buckman, *Bredya fuentelsazensis* Martínez, *Vacekia* sp., *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke). Muestra de ammonioideos (Bo II-20a).

b) 0,12 m Calizas con textura *packstone*. Nivel muy irregular, que lateralmente se solapa y está dividido por un nivel más margocalcáreo. La parte inferior del estrato es nodulosa. Parecen existir concentraciones locales de bioclastos. Aparecen concentraciones locales de placas de equinodermos, belemnites, pequeños braquiópodos, pelecípodos endobentónicos y ammonioideos. Los restos están resedimentados. Los ammonioideos presentan la parte interior cementada con cemento carbonatado. Se reconocen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras costosum* (Quenstedt), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *costosum* (Quenstedt), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfácies (Bo II-20c). El techo corresponde con una superficie erosiva que representa una discontinuidad.

A partir de aquí, y hasta el nivel 40, existe predominio de las margas sobre las calizas y la estratificación se presenta de forma más tabular, con contactos difusos en muro y techo. Los niveles calcáreos presentan textura *mudstone-wackestone*.

21.- 0,08 m Margocalizas grises lajosas.

22.- 0,22 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone* bioturbadas, que lateralmente se convierten en margocalizas. Localmente presentan un nivel margocalcáreo en la mitad del estrato. Aparecen *Chondrites* con cierta frecuencia y ammonioideos fragmentados: *Bredya* cf. *subinsignis* (Oppel), *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfácies (Bo II-22).

23.- 0,70 m Margocalizas lajosas grises. Localmente presentan nódulos intercalados. Están más cementadas que las anteriores y bastante bioturbadas, fundamentalmente por *Chondrites*.

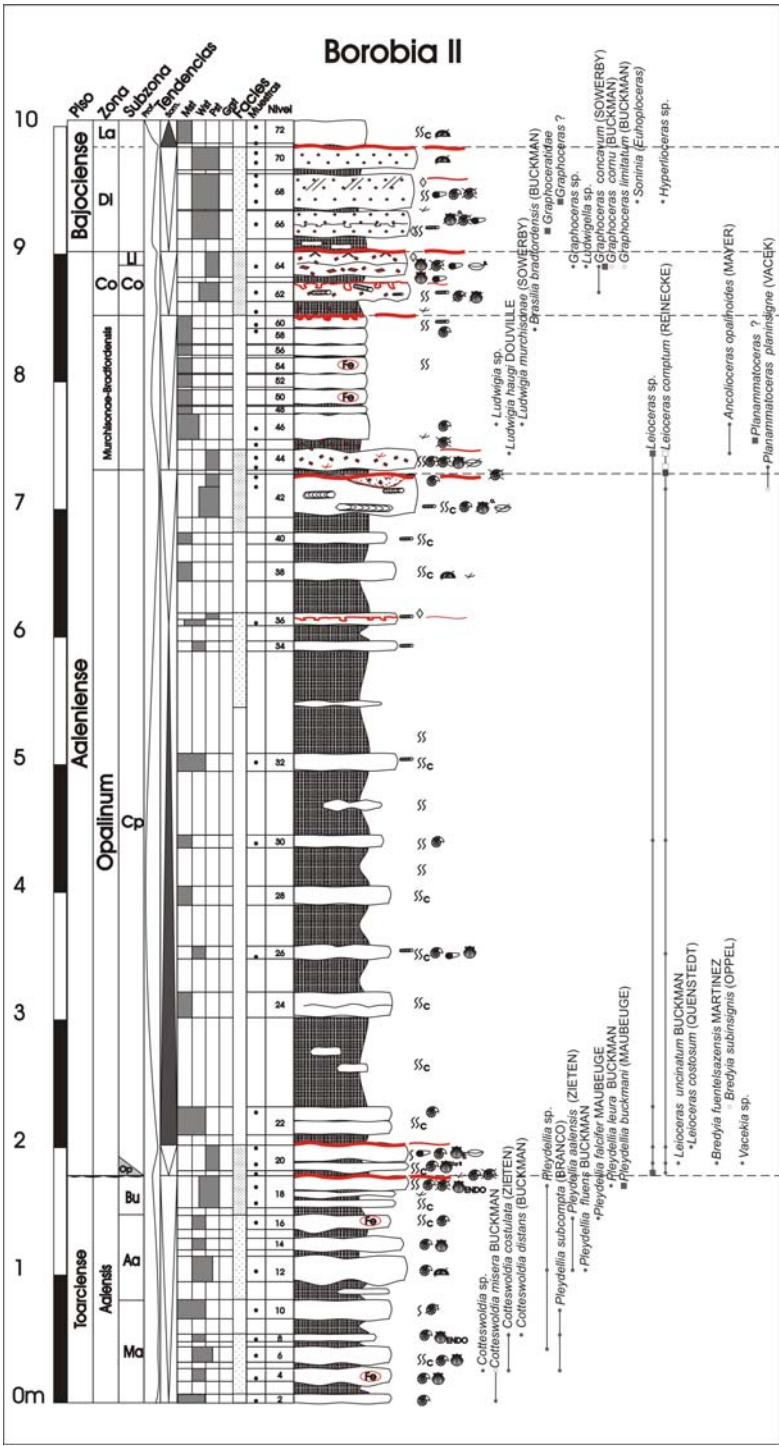


Figura 5.56. Columna estratigráfica de Borobia II.

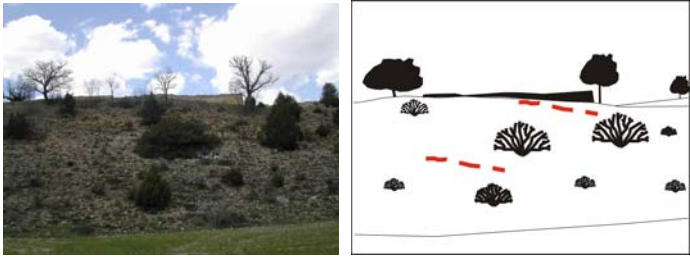


Figura 5.57. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la línea discontinua inferior la base de la sección.

- 24.- 0,20 m Calizas margosas con textura *mudstone*-(*wackestone*), con abundantes bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Localmente existe una intercalación más margocalcárea.
- 25.- 0,26 m Margocalizas lamosas con alguna intercalación local de nódulos más cementados. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 26.- 0,10 m Caliza margosa con textura *wackestone* de aspecto muy noduloso y bioturbado por *Chondrites*, aunque también aparecen galerías de mayor diámetro. Presenta fragmentos de ammonoideos dispuestos paralelamente a la estratificación, pelecípodos (ostreidos) y belemnites. Aparece *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras cf. comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-26).
- 27.- 0,32 m Margocalizas lamosas grises con dos niveles más calcáreos intercalados. Son nodulosos, están más cementados. El inferior aparece unos ocho centímetros por encima de la base y parece más continuo que el superior. Mide unos seis centímetros. El superior es muy discontinuo.
- 28.- 0,15 m Calizas margosas grises con textura *mudstone*. Los límites son muy difusos. Aparecen abundantes *Chondrites*.
- 29.- 0,30 m Margocalizas lamosas grises bioturbadas. Parcialmente cubiertas.
- 30.- 0,10 m Calizas margosas bioturbadas, con textura *mudstone*. Aparecen pequeños ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos (Bo II-30).
- 31.- 0,50 m Margocalizas lamosas bioturbadas. Aparece un banco más cementado a mitad del nivel, que es noduloso y discontinuo.
- 32.- 0,14 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone* con abundantes bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y también galerías de barrido con relleno en menisco, tanto horizontales, como verticales. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-32).
- 33.- 0,80 m Margocalizas lamosas, parcialmente cubiertas. Presentan un estrato calcáreo-margoso intercalado de seis centímetros unos cuarenta centímetros por encima de la base.
- 34.- 0,08 m Calizas margosas muy bioturbadas, con textura *wackestone*. Aparecen galerías horizontales.
- 35.- 0,12 m Margocalizas lamosas.
- 36.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone*, que muestran unas galerías consolidadas a mitad del nivel, marcando una pequeña discontinuidad. La parte superior parece más cementada y presenta textura *packstone*, formando un nivel de removilización. Muestra de microfacies (Bo II-36) donde se identifican dolomitizaciones.
- 37.- 0,25 m Margocalizas lamosas algo bioclásticas.
- 38.- 0,15 m Calizas margosas con textura *mudstone*, poco bioturbadas. Aparecen escasos *Chondrites*. Hay bioclastos dispersos de equinodermos y fragmentos de conchas.
- 39.- 0,14 m Margocalizas lamosas grises.
- 40.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*, que presentan abundantes *Chondrites*. Son menos margosas que las anteriores. Presentan galerías de mayor diámetro con relleno más bioclástico, lo cual parece indicar la existencia de un sedimento más firme.

A partir de aquí y abarcando los niveles 41 a 45, se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico y a veces aparecen partículas ferruginizadas (lito- y bioclastos). Presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lamosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos.

41.- 0,12 m Margocalizas lamosas, parcialmente cubiertas. Los espesores varían lateralmente.

42.- 0,12-0,30 m Calizas estratificadas en tres bancos:

a) 0,12-0,22 m Caliza con textura *wackestone-packstone* muy bioclástica e intensamente bioturbada. La geometría del banco es muy irregular, siendo la base erosiva y el techo está localmente erosionado. Presenta abundantes galerías de bioturbación horizontales, algunas con relleno en menisco. También aparecen galerías excavadas por organismos sedentívoros, con relleno más fino que la matriz circundante. Asimismo se observan bioturbaciones más pequeñas, del icnogénero *Chondrites*. Gracias a la disposición de los bioclastos de forma horizontal, cabe la posibilidad de advertir cierta laminación. Dentro del banco calcáreo, aparecen niveles con mayor grado de consolidación, con galerías casi verticales, que cortan a las anteriores. Aparecen secciones de ammonoideos dispuestas horizontalmente. Otros bioclastos que aparecen son pelecípodos de gran tamaño, junto con restos esqueléticos indiferenciados, posiblemente de ostreidos y braquiópodos. Muestra de microfacies (Bo II-42a). El techo afectado por la superficie erosiva corresponde con una discontinuidad.

b) 0,07-0,09 m *Lag* o nivel de removilización bioclástico más oscuro, que erosiona el nivel anterior. Localmente parece formar canales. Presenta textura *packstone*, y en él aparecen fragmentos más grandes de conchas de ostreidos y otros pelecípodos junto con secciones de ammonoideos. Hay bioturbación, pero es más difusa que en el nivel anterior. Se reconocen *Planammatoceras cf. planinsigne* (Vacek), *Leioceras comptum*

(Reinecke) (reelaborado). Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo II-42b). También el techo de este estrato está erosionado, por lo que también indica la existencia de una discontinuidad.

c) 0,10 m Caliza con textura *packstone*, que localmente en algunos puntos conforma zonas más deprimidas, indicativas de un mayor grado erosivo. Es un cuerpo con base convexa y el techo más planar, que parece el relleno de un canal. No presenta restos esqueléticos tan abundantes como el nivel anterior, son más dispersos. Muestra de microfacies (Bo II-42c). El techo erosivo representa una discontinuidad.

43.- 0,03-0,04 m Nivel de removilización margoso. Aparecen ammonioideos reelaborados. Se reconocen *Planammatoceras planinsigne* (Vacek), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke) (reelaborado). Muestra de ammonioideos (Bo II-43).

44.- 0,12-0,20m Nivel irregular de calizas con textura *packstone*, con partículas con cubiertas ferruginosas que corresponden tanto a bioclastos como litoclastos de pequeño tamaño. El banco muestra una base erosiva y el techo irregular, aunque no parece tan pronunciado el grado de erosión como el del nivel anterior, representa una discontinuidad. Hay abundantes fragmentos esqueléticos: secciones grandes de ammonioideos (resedimentados), pelecípodos y braquiópodos. La bioturbación que hay es deformativa. Se reconocen *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia haugi* Douville, *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer), *Ludwigia* cf. *haugi* Douville, *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke) (reelaborados), *Leioceras* ? (reelaborados). Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo II-44).

45.- 0,08 m Margocalizas lajosas muy oscuras, más cementadas en la base, con partículas con cubiertas ferruginosas. Aparecen ammonioideos. Se reconoce *Planammatoceras* ? (reelaborado). Muestra de ammonioideos (Bo II-45).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 46 a 60, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen escasas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), especialmente en la parte superior del conjunto de estratos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Hay muchos nódulos de hierro, que son probables rellenos de las bioturbaciones oxidados. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está prácticamente ausente.

46.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone*, algo bioclásticas, ya que incorporan bioclastos en la base. Es un estrato con base muy irregular y superficie angulosa. Aparecen ammonioideos en la extrema base del estrato: *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia* sp., *Ludwigia* ? Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo II-46).

47.- Junta de estratificación margosa.

48.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Bo II-48).

49.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

50.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, con nódulos de hierro ocasionales.

51.- 0,02 m Junta de estratificación margosa. Hay en esta junta una concentración de óxidos mayor que en los estratos anteriores.

52.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*.

53.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

54.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Ocasionalmente aparecen tubos de bioturbación huecos (con cementos) y aureolas y pequeños nódulos de óxidos de hierro.

55.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

56.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*.

57.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

58.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, algo más noduloso que los niveles anteriores.

59.- 0,01 m Junta de estratificación margosa. Aparecen ammonioideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman)

60.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, con bioturbaciones que llegan a ser perforaciones en el techo. Corresponden con galerías centimétricas, tanto inclinadas como verticales, rellenas de sedimento más bioclástico. Representan una discontinuidad, ya que el techo muestra rasgos de *firm-ground* e incluso *hard-ground*. Aparecen ammonioideos. *Ludwigia murchisonae* (Sowerby). Muestra de ammonioideos y microfacies (Bo II-58/60).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 61 a 70 se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone-wackestone* con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores amarillo-verdosos, a veces enrojecidos, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) y en ciertos niveles galerías asociadas con sustratos más firme. La estratificación es regular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y

presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

61.- 0,11 m Margas que contienen pequeños litoclastos ferruginizados. Son margas lajosas, más compactas en la base. Aparecen frecuentes fragmentos esqueléticos. Este nivel representa un pequeño *lag* y relleno. Muestra de microfacies (Bo II-61).

62.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone* en la base, que hacia techo adquieren textura *wackestone-packstone*. Están intensamente bioturbadas y las bioturbaciones están rellenas con *packstone*. La parte inferior y media del estrato presenta frecuentes restos esqueléticos, fundamentalmente pelecípodos y ammonoideos (con parte del fragmocono relleno de cemento esparítico). La bioturbación de la mitad inferior corresponde con *Chondrites*. En el techo del banco las bioturbaciones son muy abundantes. Se presentan en formas de galerías centimétricas, verticales, inclinadas y horizontales, que perforan hasta la parte media del estrato, cortando los *Chondrites*. Esto es indicativo de un sustrato más firme. El techo del banco correspondería con una discontinuidad estratigráfica. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-62).

63.- 0,04 m Margocalizas algo más cementadas, con abundantes bioclastos. Aparecen pelecípodos y belemnites.

64.- 0,20 m Calizas con textura *packstone* con abundantes fragmentos bioclásticos y partículas ferruginizadas que corresponden con intraclastos ferruginizados, que en la parte superior muestra estructuras sedimentarias como *ripples* de oscilación. Entre los bioclastos se reconocen pelecípodos, ammonoideos, belemnites y braquiópodos rinconélidos. Aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados en la base, moldes internos de ammonoideos ferruginizados y bioerosionados. También en el techo aparecen ammonoideos tanto resedimentados, como reelaborados. Se reconocen *Graphoceras concavum* (Sowerby) (resedimentados y reelaborados), *Graphoceras* cf. *cornu* (Buckman), *Graphoceras* cf. *limitatum* (Buckman), *Graphoceras* (*Ludwigella*) sp., *Graphoceras* ? reelaborado. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-64) donde se identifican dolomitizaciones. El techo es una superficie erosiva que representa una discontinuidad.

65.- 0,10 m Margocalizas lajosas muy irregulares. Están muy cementadas. A cinco centímetros de la base aparecen unos nódulos de caliza con textura *packstone* muy lenticulares, que están separados por el nivel margocalcáreo. Presentan colores muy rojizos, aunque muy localizados en este nivel.

66.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con partículas con envueltas ferruginosas bien desarrolladas. En la mitad del estrato aparecen niveles más margocalcáreos de unos dos centímetros de potencia, que lateralmente adquieren una apariencia muy ondulosa. La parte inferior del estrato presenta bioturbaciones (galerías de pocos milímetros de diámetro), con límites algo difusos. Las partículas con envueltas ferruginizadas presentan una distribución muy irregular, pero parecen localizarse preferentemente en los niveles margocalcáreos. Parece existir también una gradación en el tamaño de estas partículas, con una tendencia al aumento de diámetro de base a techo del estrato. La parte superior es más bioclástica. Aparecen belemnites, secciones de ammonoideos resedimentados y reelaborados y pelecípodos (ostreidos). Se reconocen secciones de *Graphoceratidae* reelaborados. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-66) donde se identifican dolomitizaciones.

67.- Junta de estratificación margosa. Nivel centimétrico donde aparece enriquecimiento de partículas con cubiertas ferruginizadas y bioclastos. Presentan un aspecto muy irregular y ondulado.

68.- 0,28 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. En la base del estrato aparecen secciones de ammonoideos de gran tamaño (*Sonnínidos*) y frecuentes belemnites dispuestos horizontalmente, paralelos a la estratificación. Las partículas con envueltas ferruginizadas están muy irregularmente dispersas, pero parece existir gradación, estando a techo los tamaños más grandes, aunque dentro de estos hay un gran componente heterométrico. Se reconoce estratificación cruzada planar. Aparecen conchas huecas, rellenas de cemento esparítico. Los belemnites siguen apareciendo en todo el estrato, horizontales, paralelos a la estratificación pero sin orientación preferente. La bioturbación es muy frecuente en el estrato, mostrando un relleno más bioclástico que el sedimento circundante. Aparecen menos rellenos en menisco. Se observa la presencia de algún litoclasto. Los ammonoideos están resedimentados y reelaborados. Se reconocen *Sonninia* sp. (*Euhoploceras*), *Hyperlioceras* sp., *Graphoceras* ?. Muestra de ammonoideos y microfacies (Bo II-68) donde se identifican dolomitizaciones. El techo es una superficie ligeramente erosiva, que representa una discontinuidad.

69.- 0,01-0,04 m Margocalizas bioclásticas, en un nivel muy ondulado, que presenta un gran enriquecimiento en la base de partículas con cubiertas ferruginizadas. Conforman una junta de estratificación bastante marcada. (Bo II-68/69).

70.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con abundantes placas de equinodermos y partículas con envueltas ferruginizadas. Estas están uniformemente dispersas y tienen un diámetro de aproximadamente 1 mm, mayor que en los estratos anteriores. Están bien seleccionadas y disminuye su concentración de base a techo. Hay bioturbación deformativa en todo el estrato. Muestra de microfacies (Bo II-70). El techo está afectado por una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad.

A partir de aquí, aparecen estratos decimétricos de calizas con textura *mudstone* y con restos de espongiarios.

71.- 0,02-0,04 m margas lajosas de coloración negro-rojiza con partículas con envueltas ferruginizadas reelaboradas. Muestra de microfacies (Bo II-71).

72.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* microcristalinas estratificadas en un estrato tabular. La base es algo bioclástica. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, con el relleno ferruginizado y algunas placas dispersas de equinodermos. Muestra de microfacies (Bo II-72).

5.3.7 MALANQUILLA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada 3,8 kilómetros al norte de Malanquilla en la margen oeste de la carretera comarcal CV-699 que se cruza con la carretera Ciria-Aranda de Moncayo (Fig. 5.58).

La columna se sitúa en la hoja número 380 (Borobia) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 594.028 m; Y= 4.605.472 m.

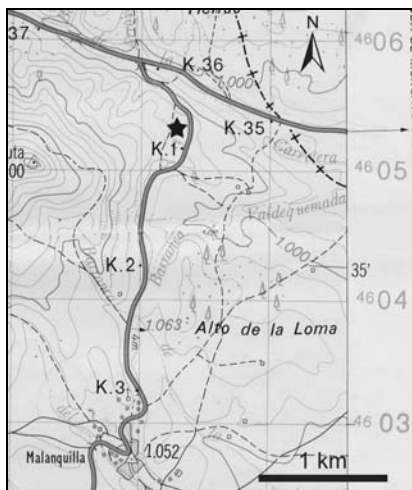


Figura 5.58. Situación geográfica de la sección de Malanquilla.

Mertmann (1986) en esta sección identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F3) y (F7). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie aparece dentro de la alternancia rítmica calcareomargosa del Aalenense inferior. Los niveles inferiores están cubiertos y la serie empieza a aflorar a partir de la Zona Opalinum (Subzona Comptum). El conjunto abarca desde la Zona Opalinum (*p. p.*) del Aalenense inferior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.59 y 5.60).

Desde la base hasta el nivel 10 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas arcillosas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *mudstone-wackestone* bioclástico y presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación en forma de galerías horizontales, concretamente del icnogénero *Thalassinoides*, y algunas trazas de bioturbación de menor diámetro. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos, aunque cabe destacar la presencia de corales solitarios.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,18 m Caliza con textura *wackestone* de aspecto noduloso.
- 3.- 0,05 m Margas.
- 4.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone* bioturbadas. Se estratifican en dos niveles. La bioturbación consiste en galerías del icnogénero *Thalassinoides* de alrededor de un centímetro de diámetro. Aparecen pelecípodos endobentónicos en posición de vida y ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos (MI-4).
- 5.- 0,06 m Margas lajosas.
- 6.- 0,12 m Caliza con textura *wackestone* de aspecto noduloso. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (MI-6)
- 7.- 0,28 m Margas lajosas.
- 8.- 0,18 m Calizas estratificadas en dos niveles:
 - a) 0,10 m Calizas con textura *mudstone* con bioturbaciones a techo que demuestran un fondo algo litificado y que reflejan una pequeña discontinuidad.
 - b) 0,08 m Calizas con textura *packstone*. Muy bioturbadas. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (MI-8).

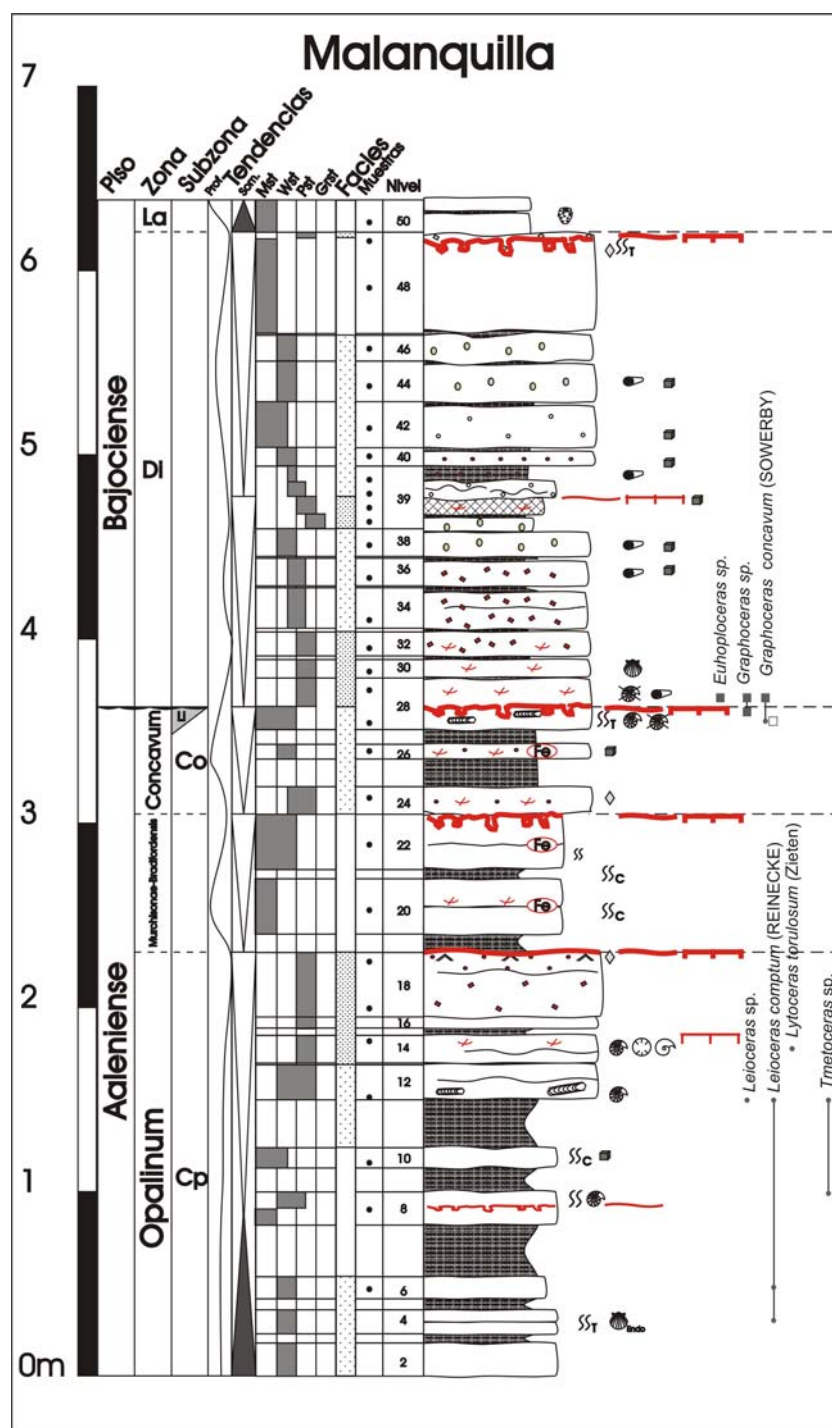


Figura 5.59. Columna estratigráfica de Malanquilla.

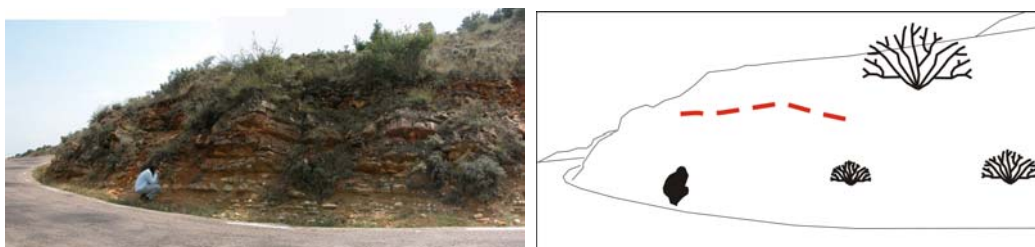


Figura 5.60. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el techo de la sección.

9.- 0,13 m Margocalizas.

10.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone*, que presentan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* en las que ocasionalmente aparecen pequeños cristales de pirita. Muestra de microfácies (MI-10).

A partir de aquí y abarcando los niveles 11 a 24, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos (unos 20 centímetros) compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico con partículas ferruginizadas. Presentan un color grisáceo, que puede estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, aunque puede aparecer algún coral solitario.

11.- 0,26 m Margas lajas.

12.- 0,19 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas, que se estratifican en dos niveles. Muestran bioturbación consistente en galerías horizontales. Es un nivel algo enrojecido. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Tmetoceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (MI-12 inf.).

13.- 0,01 m Margas.

14.- 0,15 m Calizas con textura *packstone* bioclástica, con fósiles ferruginizados, que se estratifican en dos niveles. Aparecen ammonoideos, nautiloideos y corales solitarios ferruginizados. A techo aparece una costra ferruginosa. Se reconoce *Lytoceras torulosum* (Zieten). Muestra de ammonoideos (MI-14 sup.).

15.- 0,04 m Margocalizas lajas.

16.- 0,06 m Calizas con textura *packstone*, de color rojizo. Presenta evidencias de litificación precoz.

17.- Junta de estratificación margosa.

18.- 0,35 m Calizas con textura *packstone* con partículas ferruginizadas. En la parte superior aparecen *ripples* de oscilación y a techo se desarrolla una superficie erosiva, encostrada por hierro. Representa un nivel de discontinuidad. Muestra de microfácies (MI-18) donde se identifican dolomitizaciones.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 19 a 22, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas estratificadas en bancos decimétricos gruesos nodulosos con contactos difusos. Su textura es *mudstone* y presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración. Aparecen escasas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), sobre todo en la parte superior del conjunto de estratos. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y aparecen frecuentes muestras de ferruginización en la matriz. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está prácticamente ausente.

19.- 0,10 m Margas.

20.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone*. Aparece a mitad del estrato un nivel con concentración de nódulos de hierro. Muestra de microfácies (MI-20).

21.- 0,05 m Margocalizas que presentan bioturbaciones ferruginizadas y posibles litoclastos.

22.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone* bioclástica, de color gris oscuro y bastante compactas. Presentan una notable concentración de hierro en la mitad del estrato. En el techo se desarrolla un sistema de perforaciones y costras ferruginosas que constituye un *hard-ground* representando una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfácies (MI-22).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 24 a 39 se constituye un tramo litológico caracterizado por la presencia de calizas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores amarillo-verdosos, a veces rojizos, que pueden estar más oscurecido por la alteración. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) y en ciertos niveles galerías asociadas con sustratos más firme. La estratificación es regular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos, en determinados niveles aparecen belemnites. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

23.- 0,60 m Junta de estratificación margosa.

24.- 0,15 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados y partículas con envueltas ferruginizadas, que se concentran en bolsadas. Muestra de microfácies (MI-24) donde se identifican dolomitizaciones.

25.- 0,15-0,20 m Margas lajas.

26.- 0,08 m Caliza pulverulenta con textura *packstone* en las que aparecen cristales de pirita oxidada y partículas con envueltas ferruginizadas, de aspecto muy alterado. Presenta colores blanquecinos, y se desarrolla con una costra rojiza y nódulos de hierro. Muestra de microfácies (MI-26).

27.- 0,08 m Margas.

28.- 0,28 m Calizas estratificadas en dos niveles:

- a) 0,14 m Calizas compactas grises con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen moldes internos de ammonoideos con colores blanquecinos debidos a alteración. En el techo aparece excavado un sistema de *Thalassinoides* relleno de materiales con textura *packstone* bioclástica. Las bioturbaciones también parecen encostradas por minerales de hierro y corresponden con una discontinuidad. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby) (resedimentados y reelaborados). Muestra de ammonoideos (MI-28.1). El techo está afectado por una discontinuidad con una laguna estratigráfica asociada de la menos la Subzona Limitatum, como muestran los ammonoideos infra- y suprayacentes.
- b) 0,14 m Calizas con textura *packstone* con partículas ferruginizadas que rellenan el sistema de bioturbaciones inmediatamente inferior. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby) (reelaborados), *Graphoceras* sp. (reelaborados), *Euhoplloceras* sp. (reelaborados). Muestra de ammonoideos (MI-28.2).
- 29.- Junta de estratificación margosa.
- 30.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados, de color anaranjado. Aparecen pelecípodos. Muestra de microfacies (MI-30).
- 31.- 0,02 m Margas lajosas.
- 32.- 0,13 m Calizas de color anaranjado con textura *packstone* con fragmentos fósiles y litoclastos ferruginizados. Muestra de microfacies (MI-32).
- 33.- 0,02 m Margas lajosas.
- 34.- 0,22 m Calizas con textura *packstone* anaranjadas, con litoclastos ferruginizados. Destaca una junta de estratificación en la mitad del estrato, más margosa. Muestra de microfacies (MI-34 inf.).
- 35.- 0,01 m Margas.
- 36.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* anaranjadas, con litoclastos ferruginizados y cristales de pirita. Aparecen belemnites. Muestra de microfacies (MI-36).
- 37.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 38.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, de color anaranjado con pequeños cristales de pirita. Aparecen belemnites Muestra de microfacies (MI-38).
- 39.- 0,34 m Nivel nodulizado con hierro. Se divide en cuatro estratos:
- I) 0,08 m Margocalizas con textura *packstone*, con granos agregados. Muestra de microfacies (MI-39-I).
- II) 0,08 m Calizas totalmente ferruginizadas, formando una costra de hierro, que representan una discontinuidad. Muestra de microfacies (MI-39-II) donde se observa que parte de la costra está formada por cristales de pirita oxidados.
- III) 0,08 m Calizas con textura *packstone*, con aspecto muy nodulizado. Muestra de microfacies (MI-39-III).
- IV) 0,08 m Margocalizas con textura *packstone*, con partículas con envueltas ferruginizadas dispersas. Aparecen belemnites. Muestra de microfacies (MI-39-IV).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 40 a 48 se constituye un tramo litológico caracterizado por presentar calizas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas y granos agregados. Presentan colores amarillo-verdosos, a veces rojizos, que pueden estar más oscurecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. En determinados niveles aparecen belemnites.

- 40.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone*, con partículas con envueltas ferruginizadas dispersas y cristales de pirita.
- 41.- Junta de estratificación margosa.
- 42.- 0,25 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* con partículas ferruginizadas dispersas y cristales de pirita. Muestra de microfacies (MI-42).
- 43.- Junta de estratificación margosa.
- 44.- 0,22 m Nivel de calizas con textura *wackestone-packstone* con granos agregados dispersos y cristales de pirita. Aparecen belemnites en el techo del estrato. Muestra de microfacies (MI-44).
- 45.- Junta de estratificación margosa muy irregular.
- 46.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* más nodulosas con granos agregados dispersos. Muestra de microfacies (MI-46).
- 47.- 0,01 m Margas.
- 48.- 0,55 m Calizas con textura *mudstone*. En el techo del estrato se desarrolla una superficie excavada con galerías del icnogénero *Thalassinoides* que se encuentran rellenas de calizas con textura *packstone* bioclástica que incluyen litoclastos de micrita. Se observa un incremento de la litificación en la parte superior del nivel al aparecen encostradas las paredes de las bioturbaciones, por lo que el techo representa una discontinuidad. Muestras de microfacies (MI-48.1) y (MI-48.2) donde se identifican dolomitizaciones.

A partir de aquí, aparecen 1,40 m de estratos decimétricos nodulosos de calizas con textura *mudstone* y con restos de espongiarios.

49.- 0,01 m Margocalizas lajosas.

50.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, con fragmentos de esponjas. Muestra de microfacies (M1-50).

5.4 SECTOR NOROCCIDENTAL

5.4.1 EZCARAY

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en un camino que sale al noroeste desde la localidad de Ojacastro en la carretera LR-111 y que termina en el repetidor de televisión que se encuentra en la parte superior de la peña la Repularia (Fig. 5.61). Se ha seleccionado este afloramiento como sección complementaria de apoyo.

La columna se sitúa en la hoja número 240 (Ezcaray) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 500.002 m; Y= 4.686.744 m.

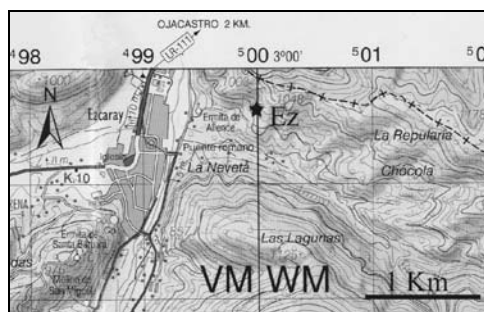


Figura 5.61. Situación geográfica de la sección de Ezcaray.

El corte no está citado en la bibliografía. Mertmann (1986), utilizando la denominación de Ezcaray, hace referencia a otro afloramiento, situado en el camino que sale de la carretera LR-111 hacia la localidad de Anguta, donde aparece la serie muy tectonizada.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base comienza dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa de la parte superior de la Zona Opalinum, ya que la parte inferior aparece cubierta por derrubios. Este corte representaría un corte auxiliar, para ver el desarrollo de facies del Aalenense en los afloramientos más septentrionales del área de estudio. Presenta un desarrollo similar al encontrado en la zona de la Demanda, con partículas ferruginizadas en las zonas Murchisonae, Bradfordensis y Concavum del Aalenense, así como en la zona Discites del Bajociense. El conjunto de materiales abarca desde la Zona Opalinum del Aalenense hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.62 y 5.63).

Constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan un color grisáceo. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos amalgamados y presentan estructura lajosa y son bioclásticas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos, belemnites y braquiópodos, y en la parte superior de la columna destaca la presencia de partículas ferruginizadas. Por encima de las facies con partículas ferruginizadas aparecen unas micritas con frecuentes restos de espongiarios.

- 1.- Cubierto.
- 2.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con litoclastos, de color gris. Aparecen ammonoideos reelaborados en campo.
- 3.- 0,25 m Nivel semicubierto. Se reconocen dos estratos en el techo de unos 5-6 centímetros cada uno.
- 4.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone*.
- 5.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas, de color gris.
- 6.- 0,15 m Calizas con textura *packstone-wackestone* bioclástica.
- 7.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone-packstone*.
- 8.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone*. El techo es una superficie erosiva que representa una discontinuidad. Aparecen en campo ammonoideos y ostreidos junto con restos fragmentados de otros fósiles. Muestra de microfacies (Ez-8).

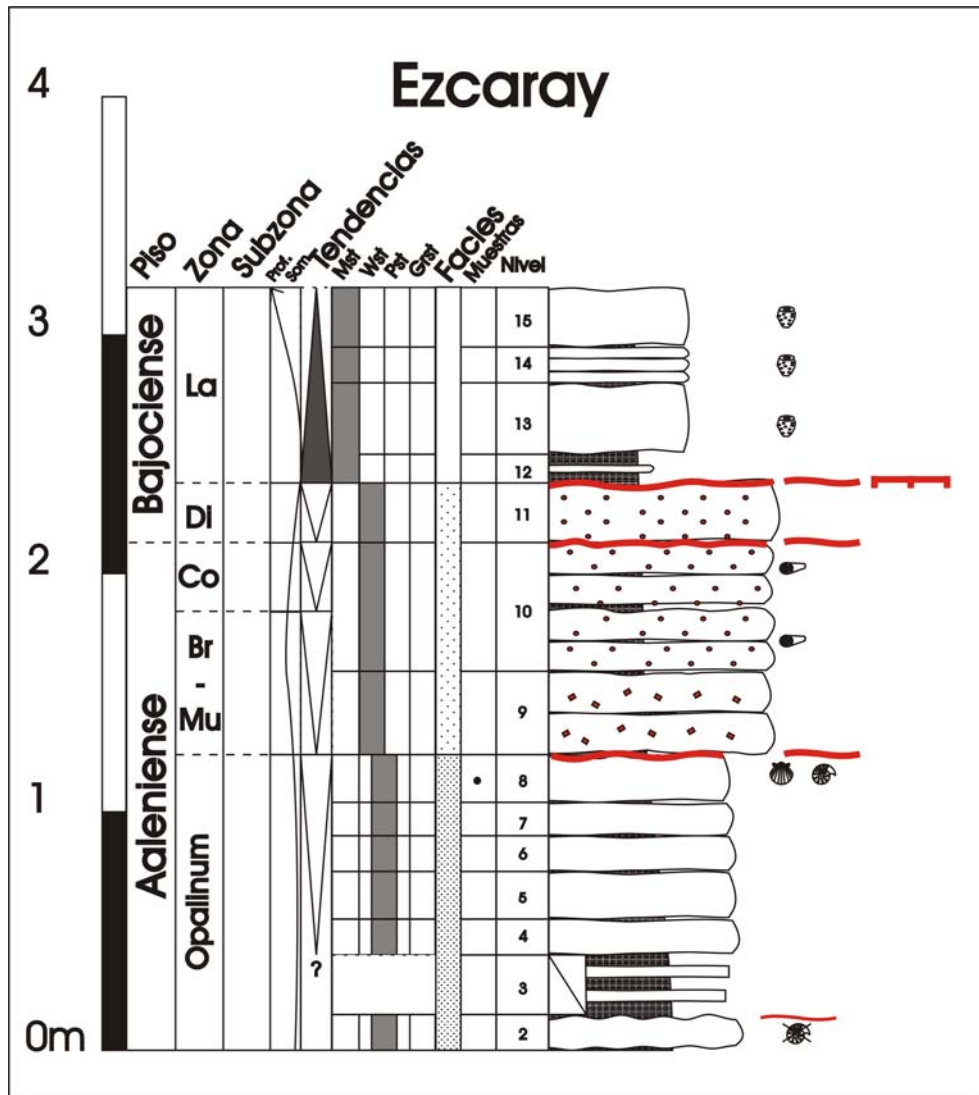


Figura 5.62. Columna estratigráfica de Ezcaray.

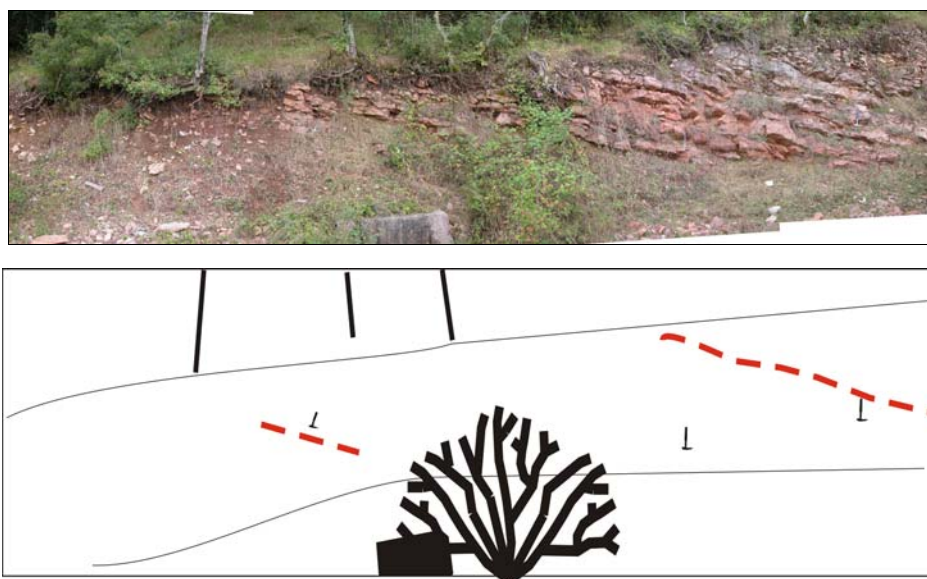


Figura 5.63. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. Las líneas rojas discontinuas marcan la base (línea izquierda) y el techo (línea derecha) de la sección.

9.- 0,35 m Calizas con textura *wackestone*, estratificada en un nivel doble. Aparecen partículas con cubiertas ferruginizadas, pequeñas y muy dispersas en la matriz carbonatada.

10.- 0,54 m Calizas con textura *wackestone*, estratificada en un cuatro estratos. Aparecen partículas con cubiertas ferruginizadas, pequeñas y muy dispersas en la matriz carbonatada y en mayor proporción que en el nivel anterior. El último estrato del nivel muestra una superficie erosiva en el techo, por lo que representa una discontinuidad. Se reconocen en campo grandes secciones de ammonoideos y belemnites.

11.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen partículas con cubiertas ferruginizadas, de diámetro mayor que en los niveles anteriores y también dispersas en la matriz carbonatada. Aparece una cicatriz erosiva con una costra ferruginosa asociada en el techo del nivel, conformando una discontinuidad.

12.- 0,08-0,14 m Margocalizas con un nivel muy fino y discontinuo de calizas con textura *wackestone-packstone*.

13.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen esponjas.

14.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, que se dividen en tres estratos. Aparecen esponjas.

15.- 0,25 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen esponjas.

5.4.2 CANALES DE LA SIERRA

Situación y antecedentes.

Esta columna ha sido levantada en la carretera comarcal R-113, entre las localidades de Huerta de Arriba y Canales de la Sierra entre los kilómetros 2 y 3, más cerca de éste último (Fig. 5.64). Parte de los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). Los nuevos datos se señalizan con la sigla correspondiente.

La columna se sitúa en la hoja número 278 (Canales de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 495.225 m; Y= 4.666.482 m.

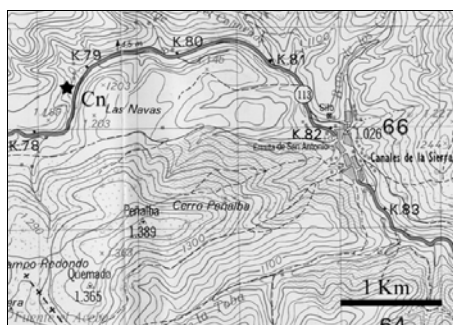


Figura 5.64. Situación geográfica de la sección de Canales de la Sierra.

Mensink (1965) trató los aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, y los aspectos bioestratigráficos del Aalenense en este corte. Dietl (1974) citó la sección en su estudio de los ammonioideos del Bajociense donde hace algunas consideraciones de los oolitos ferruginosos del Aalenense superior. Para esta sección y otras cercanas, refiere que en concordancia con Mensink (1965) no apoyan la contemporaneidad de estos oolitos con los propuestos por Behmer y Geyer (1966) en su “límite oolítico inferior”. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó las Facies 1, 3, 5 y 6 que propuso en su trabajo, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonioideos. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F7) y (F9). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se sitúa en la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis (*p. p.*) del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.65 y 5.66).

Desde la base hasta el nivel 16 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan un color gris oscuro, que puede variar por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris, nodulosas. Aparecen trazas de hierro en la matriz.
- 3.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 4.- 0,30 m Calizas con textura *packstone-wackestone*, en un banco de aspecto noduloso. Es un nivel de removilización. Aparecen ammonioideos: *Cotteswoldia* cf. *bifax* Buckman (muestra de ammonioideos Cn-4). *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Pleydellia aalensis* (Zieten). Muestras de microfacies (Cn-4).
- 5.- 0,01 m Margas.
- 6.- 0,20 m Calizas estratificadas en dos niveles separadas por margas, tramo semicubierto:
 - a) 0,08 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con aspecto noduloso.
 - b) 0,07 m Margas.
 - c) 0,05 m Nódulos de caliza en matriz margosa.

Aparecen ammonioideos: *Pleydellia subcompta* (Branco), *Pleydellia* cf. *subcompta* (Branco), *Cotteswoldia* cf. *bifax* Buckman, *Cotteswoldia* sp. (muestras de ammonioideos Cn-6). *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *falcifer* Maubeuge.

- 7.- 0,05 m Margas lajosas.

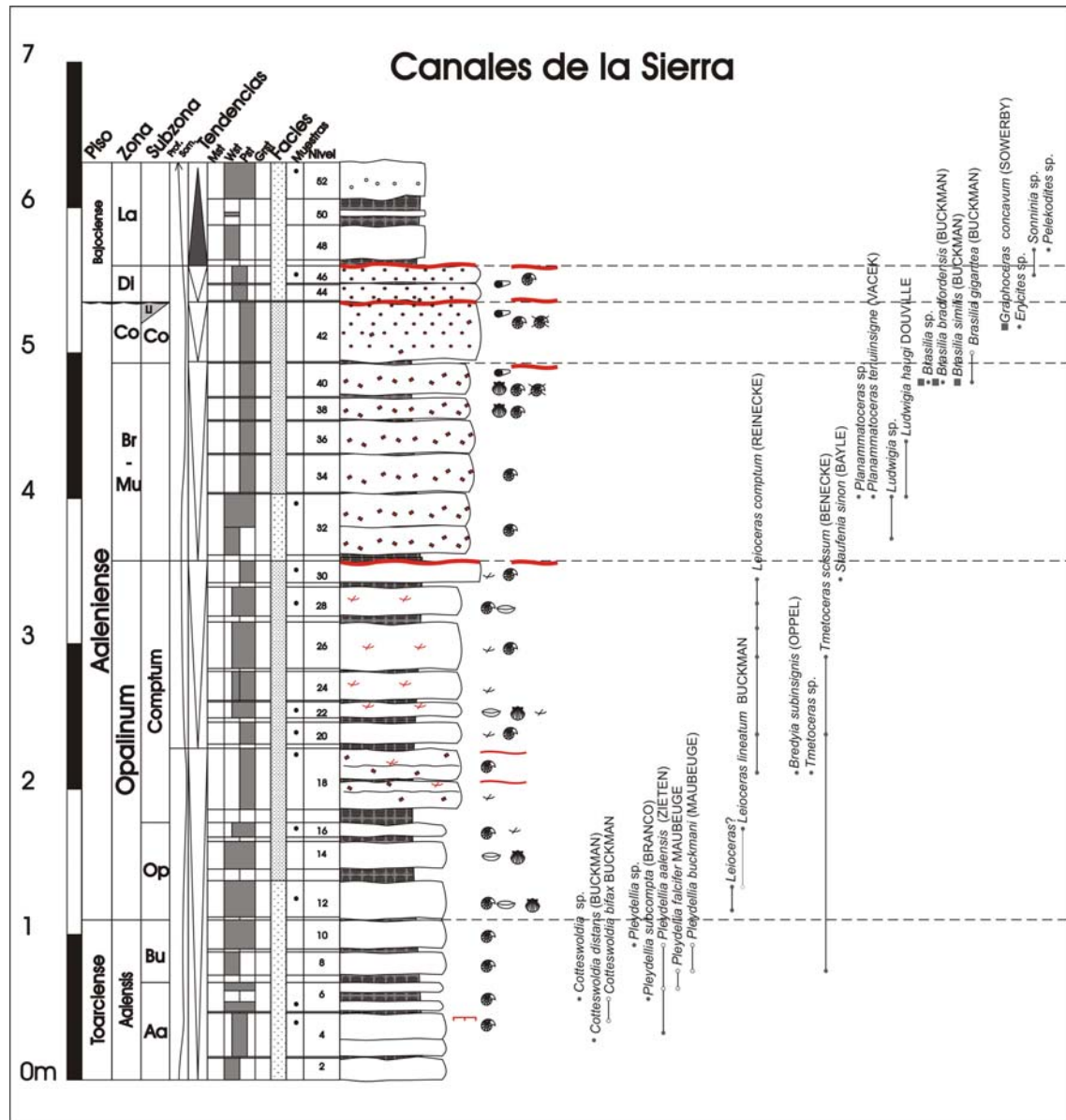


Figura 5.65. Columna estratigráfica de Canales de la Sierra.

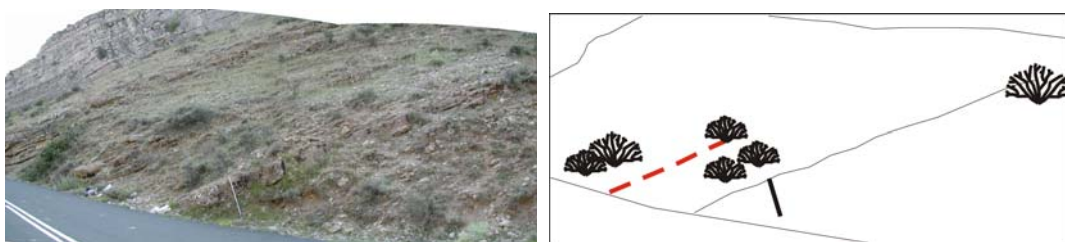


Figura 5.66. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el techo, la base corresponde con la esquina inferior derecha. El metro representa 1 m.

8.-0,16 m Calizas con textura *wackestone* color gris, muy nodulosas. Aparecen *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge), *Tmetoceras scissum* (Benecke).

9.- 0,02 m Margas lajosas.

10.- 0,15-0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, nodulosas. Aparecen *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia* sp.

- 11.- 0,02 m Margas.
- 12.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas. Aparecen braquiópodos, pelecípodos y ammonoideos: *Leioceras* ? (muestra de ammonoideos Cn-12). *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman.
- 13.- 0,08 m Margas.
- 14.- 0,19 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas. Aparecen pelecípodos y braquiópodos.
- 15.- 0,03 m Margas.
- 16.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas. Aparecen ammonoideos y fragmentos de bioclastos. *Leioceras lineatum* Buckman. Muestras de microfácies y ammonoideos (Cn-16).

A partir de aquí y abarcando los niveles 17 a 30, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico con fragmentos fósiles ferruginizados. Presentan un color amarillento, gris en fractura fresca, que puede estar enrojecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos son más tableados. Presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por braquiópodos y fragmentos bioclásticos.

- 17.- 0,08-0,10 m Margas.
- 18.- 0,42 m Calizas con textura *packstone* amarillentas por la alteración, con fragmentos fósiles ferruginizados y litoclastos ferruginizados. Se divide en dos bancos de unos veinte centímetros cada uno. A techo de cada banco aparece una superficie erosiva, que se corresponden con discontinuidades intra-Comptum, como muestran las asociaciones de ammonoideos de los niveles circundantes. Aparecen fragmentos bioclásticos en la base del primer estrato y ammonoideos en el segundo: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Bredya subinsignis* (Oppel), *Tmetoceras* sp. Muestras de microfácies (Cn-18).
- 19.- 0,03 m Margas.
- 20.- 0,15 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas con fragmentos fósiles ferruginizados. Presentan colores amarillentos por la alteración, siendo grises en muestra fresca. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra microfácies (Cn-20).
- 21.- 0,03 m Margas.
- 22.- 0,11 m Calizas con textura *packstone*, con fragmentos fósiles ferruginizados. Aparecen pelecípodos (pectínidos), braquiópodos y fragmentos bioclásticos. Muestra microfácies (Cn-22)
- 23.- 0,01 m Margas.
- 24.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*, con fragmentos fósiles ferruginizados.
- 25.- 0,02 m Margas.
- 26.- 0,32 m Calizas con textura *packstone*, con fragmentos fósiles ferruginizados. Aparecen *Leioceras comptum* (Reinecke), *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 27.- 0,04 m Margas.
- 28.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*, con fragmentos fósiles ferruginizados. Aparecen fragmentos de bioclastos, braquiópodos y ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestras de ammonoideos y microfácies (Cn-28).
- 29.- 0,03 m Margas.
- 30.- 0,15 m Calizas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas, que aparecen de forma dispersa y poco abundante en la matriz. El techo corresponde con una superficie erosiva que refleja la presencia de una discontinuidad. Aparecen fragmentos de bioclastos y ammonoideos resedimentados: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Staufenia sinon* (Bayle). Muestra microfácies (Cn-30).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 31 a 46 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. La textura de las calizas es *packstone*, a veces *wackestone*, con partículas ferruginizadas y presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico a partir del nivel 34. El contenido fósil está compuesto principalmente por fragmentos de bioclastos, pelecípodos (pectínidos) y belemnites. Entre los niveles 31 y 40 se reconocen litoclastos ferruginizados y entre los niveles 41 a 46 ya se reconocen partículas con envueltas ferruginizadas bien desarrolladas.

- 31.- 0,04 m Margas.
- 32.- 0,42 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño. Se estratifican en dos niveles: el inferior tiene textura *wackestone*, y el superior tiene textura *packstone-wackestone* con partículas con cubiertas ferruginizadas dispersas. Aparecen ammonoideos resedimentados: *Ludwigia* sp. Muestra microfácies (Cn-32).
- 33.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 34.- 0,26 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas, con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño. Aparecen ammonoideos resedimentados: *Ludwigia haugi* Douville, *Ludwigia* sp., *Planammatoceras tenuiinsigne* (Vacek), *Planammatoceras* sp.

- 35.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 36.- 0,22 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas, con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño.
- 37.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 38.- 0,15 m Calizas con textura *packstone*, con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño. Aparecen pelecípodos (pectínidos) y ammonoideos resedimentados: *Ludwigia haugi* Douville.
- 39.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 40.- 0,23 m Calizas con textura *packstone*, con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño. Aparecen pelecípodos (pectínidos) y en la parte superior del estrato concentraciones de belemnites. La parte superior del nivel refleja periodos de bajo aporte sedimentario, apareciendo una alta concentración de fósiles que muestran distintos estados de conservación y representando el techo una discontinuidad estratigráfica. Aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados: *Brasilia bradfordensis* (Buckman) resedimentados y reelaborados, *Brasilia similis* (Buckman) reelaborados, *Brasilia gigantea* (Buckman) resedimentados, *Brasilia* sp. resedimentados y reelaborados.
- 41.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 42.- 0,41 m Calizas bioclásticas con textura *packstone* con litoclastos ferruginizados de pequeño tamaño y partículas con envueltas ferruginizadas. El techo está afectado por una pequeña cicatriz erosiva que representa una discontinuidad. Aparecen belemnites y ammonoideos: *Brasilia* cf. *gigantea* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby) reelaborados, *Erycites* sp.
- 43.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 44.- 0,11 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Aparecen belemnites.
- 45.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 46.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Aparecen belemnites ammonoideos: *Sonninia* sp. Muestra microfacies (Cn-46). El techo del nivel es una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica.

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *wackestone-mudstone* y contienen abundantes restos de placas de equinodermos y de esponjas.

- 47.- 0,04 m Margocalizas.
- 48.- 0,24 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen ammonoideos: *Sonninia* sp., *Pelekodites* sp.
- 49.- 0,04 m Margocaliza.
- 50.- 0,13 m Margocalizas con textura *wackestone* nodulosas
- 51.- 0,01 m Margas.
- 52.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone*. Muestra microfacies (Cn-52).

5.4.3 HUERTA DE ARRIBA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en la carretera que une los pueblos de Huerta de Arriba y Neila, a unos 250 m al SE de Huerta de Arriba (Fig. 5.67).

La columna se sitúa en la hoja número 278 (Canales de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 493.517 m; Y= 4.662.325 m.



Figura 5.67. Situación geográfica de la sección de Huerta de Arriba.

Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfácies: (F1), (F6) y (F9, subtipo 9.2).

Descripción litológica y contenido fósil.

El corte comienza dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior, en el cual existe un predominio de los niveles calizos sobre los margosos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.68 y 5.69).

Desde la base hasta el nivel 30 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos y margas. Su textura es *wackestone-mudstone* bioclástico y presentan un color azulado, negro en ruptura fresca, que puede variar por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos amalgamados y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos y braquiópodos.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, que se estratifica en dos niveles que se amalgaman lateralmente. Aparecen ammonoideos y braquiópodos. *Cotteswoldia* cf. *egena* Buckman. Muestra de ammonoideos (Ha-2).
- 3.- 0,01 m Margas lajasas.
- 4.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, formando un banco de aspecto noduloso.
- 5.- 0,01 m Margas. Aparecen *Pleydellia subcompta* (Branco), *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten). Muestra de ammonoideos (Ha-5).
- 6.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* con aspecto noduloso, de color negro. Se estratifican en dos niveles separados entre sí por un interestrato margoso. Aparecen braquiópodos.
- 7.- 0,02 m Margas lajasas. Se observan secciones de ammonoideos en campo.
- 8.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone* color negro, muy nodulosas. Se observan secciones de ammonoideos en campo, en el techo del estrato.
- 9.- 0,02 m Margas lajasas.
- 10.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen fragmentos bioclásticos no identificables.
- 11.- 0,01 m Margas.
- 12.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen braquiópodos, y se aprecia mayor concentración de ammonoideos que en niveles anteriores. *Pleydellia aalensis* (Zieten). Muestra de ammonoideos (Ha-12).
- 13.- 0,03 m Margas.
- 14.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro y nodulosas. Aparecen pelecípodos (pectínidos) y restos bioclásticos fragmentados.
- 15.- 0,01 m Margas.

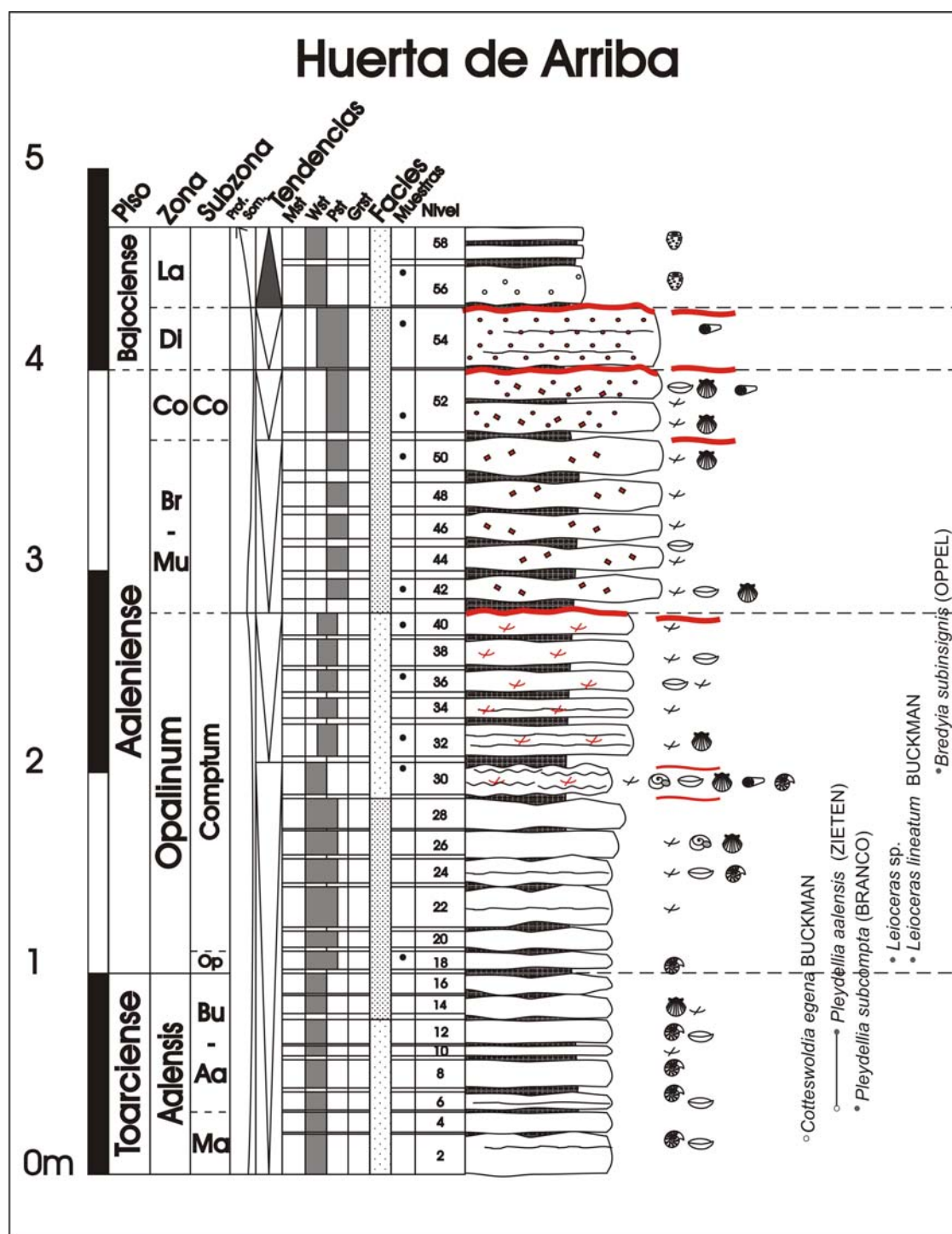


Figura 5.68. Columna estratigráfica de Huerta de Arriba.

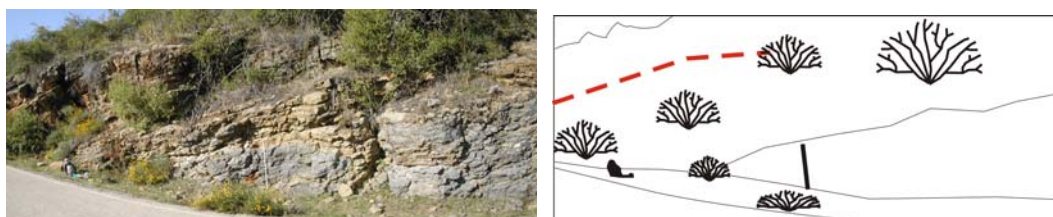


Figura 5.69. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua marca el límite superior, el inferior corresponde con la esquina inferior derecha. El metro representa 1m.

- 16.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* negras, nodulosas.
- 17.- 0,02 m Margas.
- 18.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* negras. Aparece un *lag* bioclástico en el techo donde se observa una gran concentración de ammonoideos. *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Ha-18).
- 19.- 0,02 m Margas.
- 20.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* negras y nodulosas.
- 21.- 0,02 m Margas.
- 22.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone* más bioclásticas que las anteriores, de color negro y nodulosas. Están estratificadas en dos niveles, separados por una junta de estratificación margosa. Se observa un aumento del contenido bioclástico de base a techo. Es un nivel removilizado y muestra mayor contenido en hierro.
- 23.- 0,02 m Margas.
- 24.- 0,10-0,12 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color negro, nodulosas. Está formado por dos niveles separados entre sí por una junta de estratificación margosa. Aparecen secciones de ammonoideos en campo, braquiópodos y fragmentos bioclásticos, que aumentan progresivamente de base a techo del estrato.
- 25.- 0,02 m Margas.
- 26.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color negro, nodulosas. Se observa como en los estratos anteriores un aumento de la proporción de bioclastos de base a techo del estrato. Aparecen gasterópodos, pelecípodos y fragmentos bioclásticos.
- 27.- 0,01 m Margas.
- 28.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-packstone* negras, nodulosas. El techo es una superficie irregular, que representa una pequeña discontinuidad.
- 29.- 0,02 m Margas.
- 30.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas, de color negro. Parece un nivel muy removilizado y aparece algún fragmento fósil ferruginizado. Aparecen ammonoideos, gasterópodos, pelecípodos, braquiópodos y belemnites. *Bredya subinsignis* (Oppel). Muestra de ammonoideos y microfacies (Ha-30). El techo del nivel corresponde con un nivel erosivo que por correlación con secciones cercanas representa una pequeña discontinuidad intra-Comptum.

A partir de aquí y abarcando los niveles 31 a 40, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico, con los bioclastos ferruginizados. Las calizas presentan un color amarillento, gris en fractura fresca, pudiendo estar enrojecido por la alteración. La estratificación es regular, los bancos son más tableados. Generan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por pequeños fragmentos bioclásticos, normalmente ferruginizados.

- 31.- 0,03 m Margas.
- 32.- 0,16 m Calizas con textura *packstone* de color gris. Se divide lateralmente en dos niveles que se amalgaman. Aparecen pelecípodos (pectínidos) y fragmentos bioclásticos ferruginizados. Muestra de microfacies (Ha-32).
- 33.- 0,03 m Margas.
- 34.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* de color gris. El estrato se subdivide en dos niveles. Aparecen fragmentos de bioclastos ferruginizados.
- 35.- 0,03 m Margas.
- 36.- 0,11 m Calizas con textura *packstone* de color gris. Presenta frecuentes restos bioclásticos fragmentados y ferruginizados, junto con braquiópodos. Muestra de microfacies (Ha-36).
- 37.- 0,02 m Margas.
- 38.- 0,13 m Calizas con textura *packstone* con color gris. Aparecen fragmentos de bioclastos ferruginizados.
- 39.- 0,02 m Margas.
- 40.- 0,11 m Calizas con textura *packstone* de color gris. Aparecen frecuentes restos fragmentados de bioclastos. Muestra de microfacies (Ha-40). El techo del nivel corresponde con una superficie de erosión que representa una discontinuidad.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 41 a 54 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos y margocalizas. La textura de las calizas es *packstone*, en ocasiones *wackestone*, con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico. Las margocalizas son grises oscuras y presentan estructura lajosa compacta. El contenido fósil está compuesto principalmente por belemnites, pelecípodos y fragmentos de bioclastos.

- 41.- 0,07 m Margas.

42.- 0,10 m Calizas con textura *packstone* con litoclastos y partículas ferruginizadas de pequeño tamaño muy dispersas y poco abundantes. Presentan abundantes restos bioclásticos fragmentados, braquiópodos y pelecípodos. Muestra de microfacies (Ha-42).

43.- 0,04 m Margocalizas muy compactas.

44.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* con partículas cubiertas ferruginizadas y litoclastos ferruginizados. Aparecen fragmentos de restos bioclásticos.

45.- 0,04 m Margocalizas compactas. Aparecen braquiópodos.

46.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas y litoclastos ferruginizados que aparecen dispersos en la matriz. Se observan fragmentos bioclásticos.

47.- 0,04 m Margocalizas.

48.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* con litoclastos y partículas con cubiertas ferruginizadas. Parece que aumenta ligeramente la proporción de estas partículas con respecto a los estratos anteriores. Son calizas bioclásticas, apareciendo fragmentados los restos.

49.- 0,06 m Margocaliza, que se amalgama parcialmente con el nivel siguiente.

50.- 0,15 m Calizas bioclásticas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginosas y litoclastos ferruginizados. Aparece un mayor proporción de las partículas que en niveles anteriores. Los bioclastos identificados son pelecípodos, que aparecen junto otros fragmentos fósiles. Muestra de microfacies (Ha-50). El techo del nivel corresponde con una superficie alabeada que representa una discontinuidad estratigráfica.

51.- 0,04 m Margocalizas.

52.- 0,31 m Calizas bioclásticas con textura *packstone*, con partículas con envueltas ferruginizadas y litoclastos ferruginizados. Aparecen estratificadas en dos niveles de quince centímetros cada uno, separados por una junta de estratificación margosa de un centímetro de espesor. En el inferior aparecen secciones de ammonoideos y pelecípodos. En el superior, belemnítidos, pelecípodos y braquiópodos. El techo del nivel superior es una superficie erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Ha-52).

53.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

54.- 0,30 m Calizas bioclásticas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas bien desarrolladas. Hay una disminución de las partículas con envueltas ferruginizadas de base a techo del estrato. Aparecen belemnites y restos esqueléticos fragmentados. El techo del nivel está afectado por una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica. Muestra de microfacies (Ha-54).

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *wackestone-mudstone* y contienen abundantes restos de placas de equinodermos y de esponjas.

55.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

56.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* de color gris. (Ha-56).

57.- 0,03 m Margas.

58.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone*.

5.4.4 VILLAVELAYO

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada 2 kilómetros al sur del pueblo de Villavelayo, en la carretera hacia Neila, a 500 metros del puente sobre el río Neila (Fig. 5.70). Parte de los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). Los nuevos datos se señalizan con la sigla correspondiente.

La columna se sitúa en la hoja número 278 (Canales de la Sierra) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 500.988 m; Y= 4.663.181 m.

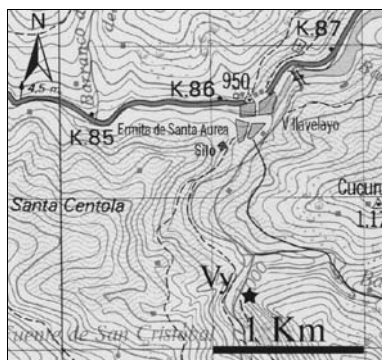


Figura 5.70. Situación geográfica de la sección de Villavelayo.

Bulard (1972) cita esta sección en su análisis estratigráfico del Jurásico Medio y Superior. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó las Facies 1, 3, 5 y 6 que propuso en su trabajo, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonoideos. Mertmann (1986) identificó tres tipos de microfacies: (F1), (F6), y (F9, subtipo 9.2). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenienses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base se sitúa dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.71 y 5.72).

Desde la base hasta el nivel 30 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* bioclástico y presentan un color negro, que puede variar por la alteración. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos amalgamados y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos, belemnites y braquiópodos.

- 1.- Margas cubiertas.
- 2.- 0,16 m Caliza con textura *wackestone*, de color gris oscuro, con cierto contenido de hierro en la matriz. Muestran poco contenido bioclástico, siendo los bioclastos fragmentos de ammonoideos: *Dumortieria* sp. Muestra ammonoideos (Vy-2).
- 3.- 0,02 m Margas grises lajosas.
- 4.- 0,06 m Caliza con textura *wackestone*, de color negro en un banco de aspecto muy noduloso, con hierro disperso en la matriz.
- 5.- 0,02 m Margas.
- 6.- 0,09 m Caliza con textura *mudstone* con aspecto noduloso, de color negro.
- 7.- 0,02-0,03 m Margas lajosas.
- 8.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* color negro, muy nodulosas con hierro en la matriz. Aparecen frecuentes fragmentos de bioclastos.
- 9.- 0,01 m Margas lajosas.
- 10.- 0,18 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color negro, nodulosas. Parece subdividirse en dos niveles, aumentando el contenido bioclástico en el superior. Aparecen belemnites, braquiópodos rinconélidos y fragmentos bioclásticos no identificables.
- 11.- 0,01 m Margas.
- 12.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen óxidos de hierro en la matriz, de forma dispersa.
- 13.- 0,01 m Margas.

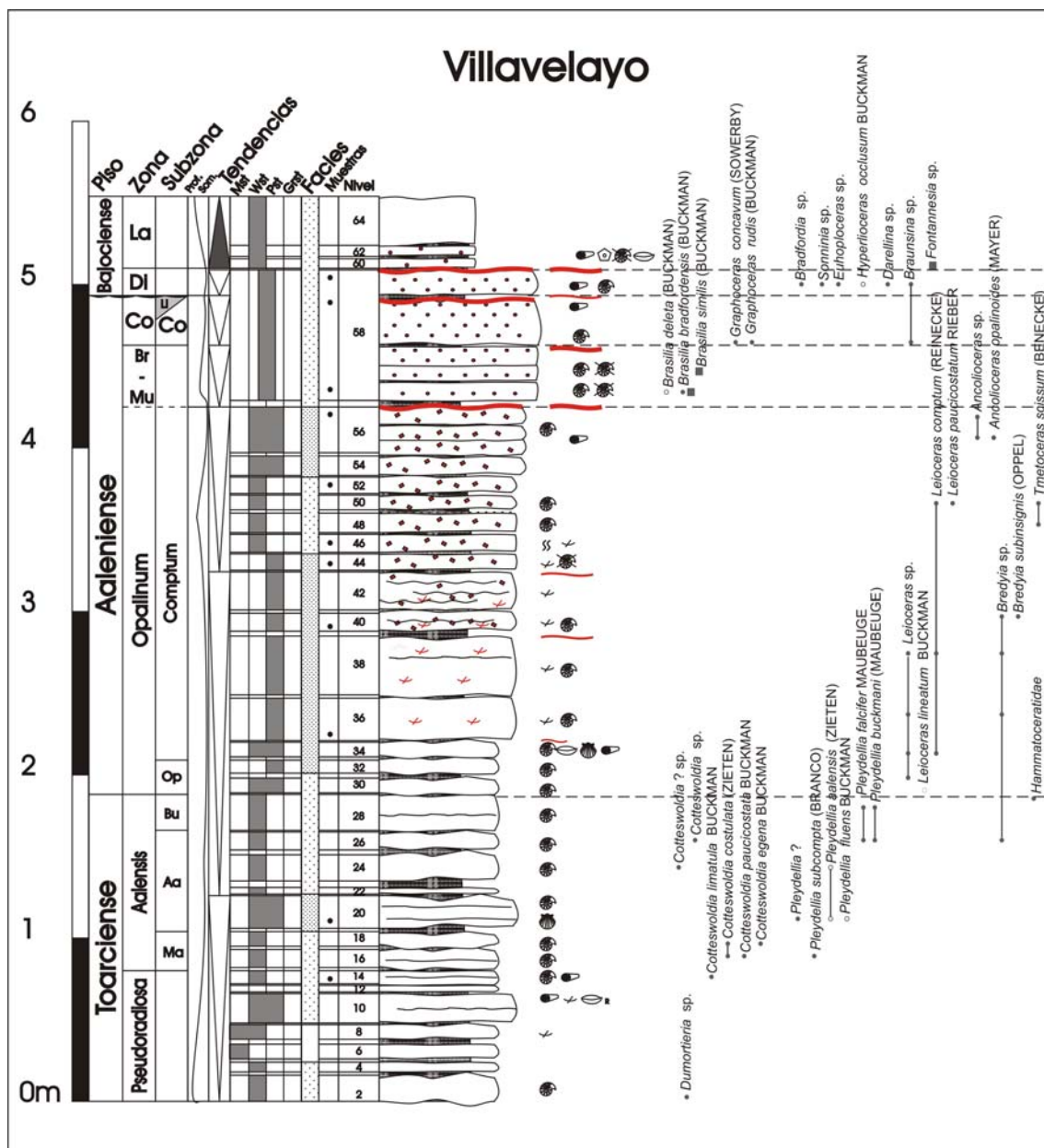


Figura 5.71. Columna estratigráfica de Villavelayo.

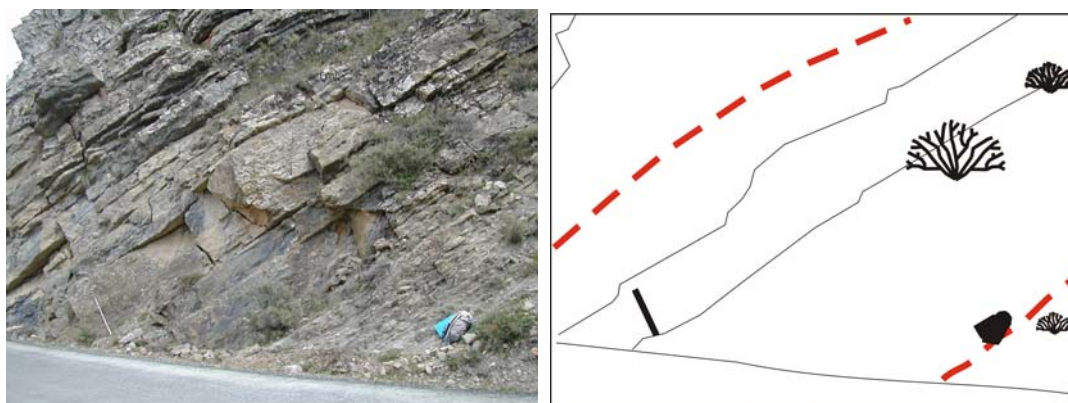


Figura 5.72. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca el techo y la línea discontinua derecha la base. El metro representa 1 m.

- 14.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* estratificadas en dos bancos, separados por una junta de estratificación margosa. Aparecen belemnítidos y ammonoideos: *Cotteswoldia limatula* Buckman. Muestras microfácies y ammonoideos (Vy-14).
- 15.- 0,02 m Margas.
- 16.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone* negras, estratificadas en dos niveles separados entre sí por una junta de estratificación margosa. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia paucicostata* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco).
- 17.- 0,01-0,02 m Margas.
- 18.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone* negras. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia egena* Buckman.
- 19.- 0,01-0,02 m Margas.
- 20.- 0,20 m Calizas con textura *packstone*, localmente *wackestone*. Se estratifica en tres niveles. Presentan pecicípodos y ammonoideos de pequeño tamaño: *Pleydellia* ? (muestra ammonoideos Vy-20). *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *fluens* Buckman. Muestra microfácies (Vy-20).
- 21.- 0,01 m Margas.
- 22.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro y nodulosas.
- 23.- 0,03 m Margas.
- 24.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Cotteswoldia* ? Sp.
- 25.- 0,02-0,03 m Margas.
- 26.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro y nodulosas. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia* sp., *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 27.- 0,01 m Margas.
- 28.- 0,22 m Calizas con textura *wackestone* negras, muy nodulosas, estratificadas en dos niveles muy irregulares. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia buckmani* (Maubeuge).
- 29.- 0,01 m Margas. Aparecen ammonoideos: *Hammatoceratidae*. Muestra ammonoideos (Vy-29).
- 30.- 0,06-0,09 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas, de color negro. Aparecen ammonoideos: *Leioceras* cf. *lineatum* Buckman.

A partir de aquí y abarcando los niveles 31 a 38, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico, a veces con restos de hierro y fragmentos fósiles ferruginizados. Presentan un color negro, que puede estar enrojecido por la alteración del hierro. La estratificación es regular, los dos bancos calcáreos superiores (36 y 38) presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y fragmentos bioclásticos.

- 31.- 0,02-0,03 m Margas.
- 32.- 0,08 m Calizas con textura *packstone* de color negro. Aparecen braquiópodos, pecicípodos, belemnites y ammonoideos: *Leioceras* sp. Muestra ammonoideos (Vy-32).
- 33.- 0,02 m Margas.
- 34.- 0,09 m Calizas con textura *packstone-wackestone*, de color negro, con presencia de hierro en la matriz. Aparecen ammonoideos, braquiópodos, pecicípodos y belemnites junto con fragmentos fósiles ferruginizados en distinto grado. *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp. Muestra ammonoideos (Vy-34).
- 35.- Junta de estratificación margosa.
- 36.- 0,26 m Calizas con textura *packstone*, de color negro y abundante hierro en la matriz. Adquiere un resalte morfológico este banco. Presenta frecuentes restos bioclásticos fragmentados y ferruginizados, y ammonoideos: *Leioceras* sp., *Bredyia* sp. Muestra microfácies (Vy-36).
- 37.- 0,02 m Margas.
- 38.- 0,36 m Calizas con textura *packstone*, con color negro. La matriz muestra abundante hierro. Hay fragmentos de bioclastos ferruginizados. Aparecen *Leioceras* sp., *Leioceras comptum* (Reinecke), *Bredyia* sp. La parte superior del estrato presenta un nivel de removilización con presencia de *ripples* de oscilación esporádicos y alta abundancia de hierro, en cuyo techo aparece una cicatriz erosiva que representa una discontinuidad estratigráfica.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 39 a 56 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico, como las anteriores, pero presentan colores más claros (grises) y mayor resalte morfológico. Aparecen partículas ferruginizadas de pequeño tamaño. La estratificación es mucho más regular, los bancos calcáreos tienen aspecto tabular. Las margas son grises oscuras y aparecen como interestratos. El contenido fósil está compuesto principalmente por fragmentos de bioclastos.

- 39.- 0,03 m Margas.
- 40.- 0,11 m Calizas con textura *packstone*, de color gris, con presencia de hierro de forma abundante en la matriz. Se estratifica en dos niveles, separados entre sí por un interestrato margoso. Aparecen frecuentes restos fragmentados de bioclastos ferruginizados, así como litoclastos ferruginizados y ammonoideos: *Bredya subinsignis* (Oppel), *Bredya* sp. Muestra microfacies (Vy-40).
- 41.- 0,02 m Margas.
- 42.- 0,23 m Calizas con textura *packstone* de color gris. Presentan abundantes restos bioclásticos fragmentados y ferruginizados, así como litoclastos ferruginizados. El techo es una superficie erosiva que caracteriza una discontinuidad.
- 43.- 0,01 m Margas.
- 44.- 0,08m Calizas con textura *packstone* de color gris. Aparecen fragmentos de restos bioclásticos, entre los cuales se reconocen secciones de ammonoideos reelaborados, así como litoclastos ferruginizados. Parece representar un nivel de removilización el techo de este estrato. Muestra microfacies (Vy-44).
- 45.- 0,01 m Margas.
- 46.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone-packstone* (fundamentalmente la textura *packstone* se observa en la base del estrato), de color gris. Se observan placas de equinodermos y litoclastos ferruginizados. Aparecen trazas de bioturbación y abundantes fragmentos bioclásticos. Muestra microfacies (Vy-46).
- 47.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 48.- 0,12 m Calizas con textura *packstone* de color gris. Aparecen ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 49.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.
- 50.- 0,09 m Calizas con textura *packstone* de color gris, con placas de equinodermos y litoclastos ferruginizados. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras paucicostatum* Rieber, *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 51.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 52.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone*, de color gris con placas de equinodermos, y presencia de hierro en la matriz. La base es más bioclástica, con textura *packstone*. Muestra microfacies (Vy-52).
- 53.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 54.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone-packstone* con placas de equinodermos y litoclastos ferruginizados.
- 55.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.
- 56.- 0-0,06 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color gris, con placas de equinodermos y litoclastos ferruginizados. Aparecen belemnites y ammonoideos resedimentados: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer), *Ancolloceras* sp. El techo del estrato es una superficie erosiva que representa una discontinuidad. Muestra microfacies (Vy-56).

A partir de aquí, y abarcando los niveles 57 a 62 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*, a veces *wackestone*, con partículas con envueltas ferruginizadas y presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonites, serpúlidos, pelecípodos y braquiópodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

58.- 0,80 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginosas, estratificado en tres niveles.

a) 0,35 m de calizas, subdivididas en tres estratos(a1, a2 y a3) está bioturbado homogéneamente, y las partículas ferruginizadas aparecen muy heterogéneamente desde la base del estrato. Aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados; en el primer estrato. a1) resedimentados: *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman), reelaborados: *Brasilia bradfordensis* (Buckman). a2) reelaborados: *Brasilia similis* (Buckman). Muestra de microfacies (Vy-58 inf.). a3) el techo de este nivel muestra una superficie alabeada que representaría una discontinuidad.

b) 0,25 m. Nivel litológicamente similar al anterior. Este estrato intermedio contiene ammonoideos resedimentados: *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras rudis* (Buckman), *Braunsina* sp. Muestra de microfacies (Vy-58 med). En el techo se desarrolla una superficie erosiva, que representa una discontinuidad, cuya laguna estratigráfica afecta al menos a la Subzona Limitatum, como muestran los ammonoideos infra- y suprayacentes.

c) 0,20 m. Nivel de aspecto heterogéneo que presenta una disminución de base a techo del número de partículas con envueltas ferruginosas. Aparecen abundantes restos resedimentados de ammonoideos, belemnites, serpúlidos, pelecípodos, braquiópodos y restos bioclásticos fragmentados, de diferentes tamaños y en distintas posiciones dentro del nivel. Este nivel superior tiene aspecto de ser un nivel de removilización.

Aparecen ammonoideos resedimentados: *Hyperlioceras occlusum* Buckman, *Braunsina* sp., *Sonninia* sp., *Euhoploceras* sp., *Darellina* sp. Muestra de microfacies (Vy-58 sup.). El techo del nivel muestra una superficie erosiva que corresponde con una discontinuidad.

59.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

60.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* con partículas ferruginizadas. Las calizas aparecen enrojecidas. Presentan belemnites, braquiópodos, placas de equinodermos y ammonoideos reelaborados: *Fontannesia* sp.

61.- Junta de estratificación margosa.

62.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone* con partículas ferruginizadas. Las calizas aparecen enrojecidas. Presentan belemnites, braquiópodos y placas de equinodermos. Este nivel y el anterior, pueden amalgamarse localmente y tienen menor resalte topográfico que el nivel 58.

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por los rasgos expuestos a continuación: calizas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *wackestone* y contienen abundantes restos de placas de equinodermos y de esponjas.

63.- Junta de estratificación margosa.

64.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone* con esponjas.

5.4.5 SANTA INÉS

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en el Puerto de Santa Inés, en la carretera SO-830 que comunica Vinuesa y Montenegro en Cameros. El corte se sitúa entre los kilómetros 22 y 23 de dicha carretera (Fig. 5.73).

La columna se sitúa en la hoja número 279 (Villoslada de Cameros) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 518.214 m; Y= 4.657.634 m.



El corte fue estudiado por Mertmann (1986), quien identificó cuatro tipos de microfacies: (F1), (F3), (F7) y (F9, subtipo 9.2).

Figura 5.73. Situación geográfica de la sección de Santa Inés.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la sección se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior, con predominio de los niveles calizos sobre los margocalcáreos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior hasta la Zona Laeviuscula del Bajociense inferior (Figs. 5.74 y 5.75).

Desde la base hasta el nivel 28 se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* bioclástico y presentan un color negro. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas bioclásticas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos amalgamados y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, pelecípodos, belemnites y braquiópodos.

- 1.- 0,02 m Margocalizas bioclásticas, en las cuales aparecen placas de equinodermos y pelecípodos.
- 2.- 0,05 m Caliza con textura *wackestone-mudstone*, de color negro muy nodulosas. Aparecen placas de equinodermo y pelecípodos.
- 3.- 0,02-0,03 m Margocalizas bioclásticas, con placas de equinodermo y conchas de pelecípodos alteradas.
- 4.- 0,06-0,07 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro muy nodulosas. Aparecen fragmentos de ammonoideos y pelecípodos
- 5.- 0,02 m Margocalizas bioclásticas, que parecen formar niveles de removilización, ya que tiene un contacto ondulado con el nivel calcáreo anterior.
- 6.- 0,07 m Caliza margosa con textura *wackestone-packstone* con aspecto noduloso, de color negro. Algunas zonas presentan textura *mudstone*. Aparecen en campo secciones de ammonoideos. Muestra de microfacies (Si-6).
- 7.- 0,03 m Margocalizas bioclásticas. Aparecen placas de equinodermos.
- 8.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* color negro, muy nodulosas. Aparecen placas de equinodermos.
- 9.- 0,02 m Margocalizas lajosas bioclásticas.
- 10.- 0,06 m Calizas margosas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen pelecípodos de concha fina, placas de equinodermos. Muestra de microfacies (Si-10).
- 11.- 0,01-0,02 m Margocalizas lajosas bioclásticas.

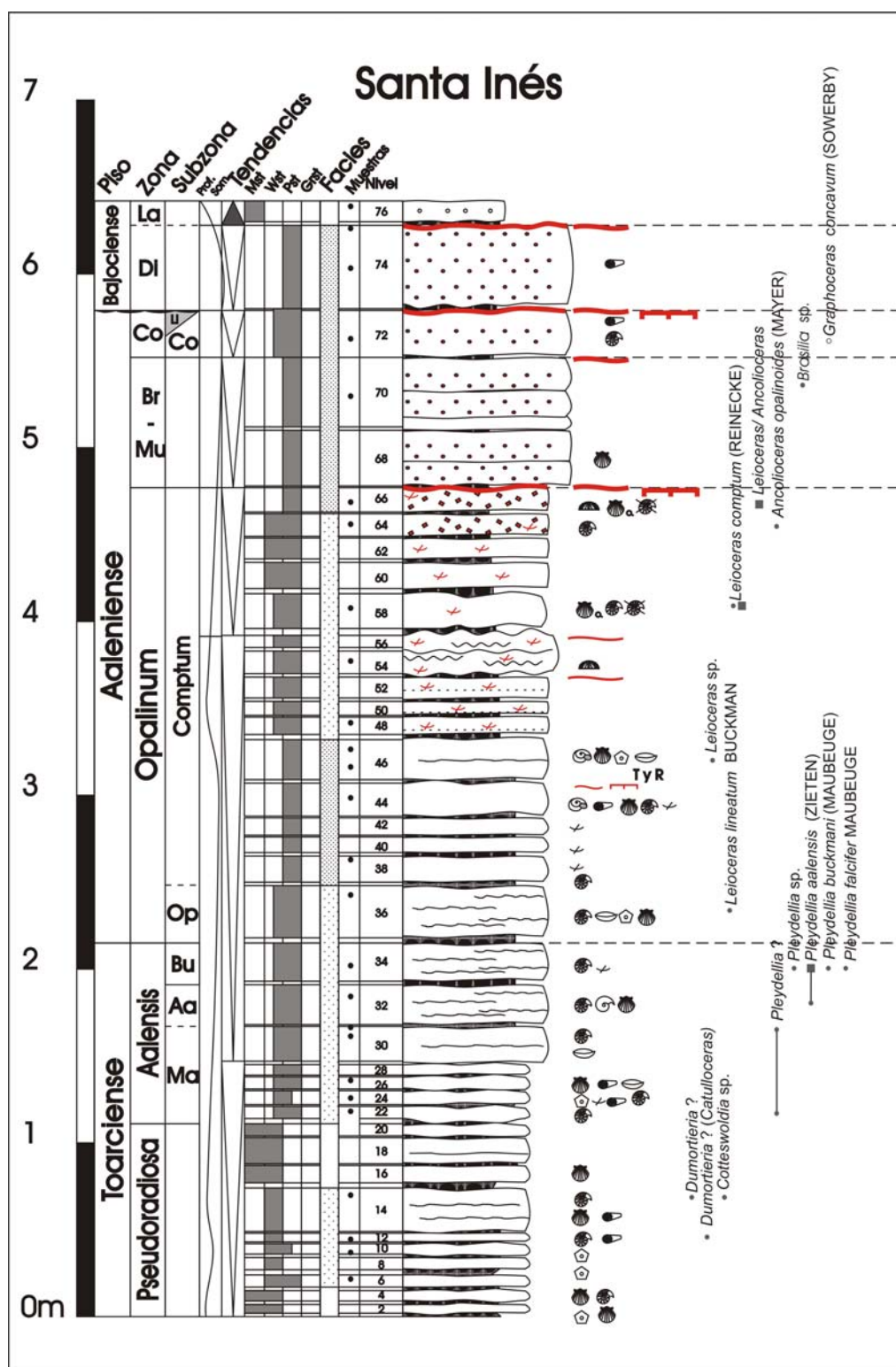


Figura 5.74. Columna estratigráfica de Santa Inés.



Figura 5.75. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca techo, y la línea discontinua derecha la base. El metro representa 1 m.

- 12.- 0,05 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. Aparecen belemnites y en baja proporción, moldes externos de ammonioideos: *Dumortieria* ? (*Catulloceras* ?). Muestra de ammonioideos (Si-12).
- 13.- 0,01 m Margocalizas lajosas.
- 14.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone* estratificadas en 2-3 bancos de aspecto muy noduloso, separados por juntas de estratificación margosas. Su color es negro. Aparecen ammonioideos, pelecípodos y belemnites. *Cotteswoldia* sp, *Dumortieria* ?. Muestra de ammonioideos (Si-14).
- 15.- 0,03-0,04 m Margas marrones.
- 16.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* negras, mas tableada que los niveles anteriores. Aparecen pelecípodos.
- 17.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 18.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* negras, nodulosas. A veces puede dividirse y formar un nivel doble.
- 19.- 0,01-0,02 m Margocalizas.
- 20.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* negras.
- 21.- 0,03-0,04 m Margocalizas.
- 22.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone mudstone*, de color negro y nodulosas. Presentan ammonioideos: *Pleydellia* ?. Muestra de ammonioideos y microfacies (Si-22).
- 23.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 24.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclástica de color negro, es un nivel muy noduloso. Aparecen belemnites, fragmentos de concha y placas de equinodermos.
- 25.- 0,01 m Junta de estratificación margosa, muy irregular.
- 26.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* bioclásticas de color negro, nodulosas. Aparecen secciones de ammonioideos, belemnites y pelecípodos. Muestra de microfacies (Si-26).
- 27.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 28.- 0,06-0,07 m Calizas bioclásticas con textura *wackestone*, muy nodulosas. Aparecen fragmentos de conchas.

A partir de aquí y abarcando los niveles 29 a 46, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos nodulosos y gruesos con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* y presentan color negro. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y muestran estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y fragmentos bioclásticos.

- 29.- 0,02 m Margocalizas lajosas.
- 30.- 0,20 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas, de color negro. Configuran un nivel muy potente, que a veces puede dividirse en dos. Aparecen braquiópodos y secciones de ammonioideos ferruginizadas. Se reconoce *Pleydellia* ?. Muestra de ammonioideos y microfacies (Si-30).
- 31.- 0,01 m Margocalizas lajosas.
- 32.- 0,23-0,25 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color negro. Es un nivel muy noduloso, que parece estar formado por amalgamiento de nódulos. Aparecen ammonioideos, nautiloideos y grandes conchas de pelecípodos fragmentadas. *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Nautilus* sp. Muestra de ammonioideos (Si-32).
- 33.- 0,02 m Margocalizas lajosas.
- 34.- 0,20-0,24 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, de color negro, muy nodulosas. Se encuentran muchos ammonioideos y fragmentos bioclásticos. Los restos aparecen resedimentados y reelaborados. Se reconocen reelaborados: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten). Resedimentados: *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia* cf. *buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Si-34).
- 35.- 0,03-0,04 m Margocalizas lajosas bioclásticas.
- 36.- 0,30 m Calizas margosas bioclásticas con textura *wackestone-packstone*, de color grises y muy nodulosas. Presenta frecuentes restos de grandes pelecípodos fragmentados, junto con conchas de braquiópodos, placas de equinodermos y secciones de ammonioideos. Muchas de éstas están rellenas de cemento calcítico, así como algunos de los pelecípodos. *Leioceras lineatum* Buckman. Parece formar un nivel de removilización. Muestra de ammonioideos y microfacies (Si-36).
- 37.- 0,02 m Margocalizas, que presentan secciones de ammonioideos en campo.
- 38.- 0,15 m Calizas bioclásticas con textura *packstone-wackestone*. Muestra de microfacies (Si-38).
- 39.- 0,01-0,02 m Margocalizas lajosas bioclásticas.
- 40.- 0,08-0,10 m Calizas bioclásticas con textura *packstone-wackestone*.
- 41.- 0,01-0,02 m Margocalizas lajosas bioclásticas.
- 42.- 0,09-0,11 m Calizas bioclásticas con textura *packstone-wackestone* de color gris.

43.- 0,01-0,02 m Margocalizas lajosa bioclástica.

44.- 0,18-0,20 m Calizas bioclásticas con textura *packstone-wackestone*. Aparecen belemnites, pelecípodos, gasterópodos y ammonoideos. Se reconocen en campo secciones de *Leioceras* sp. Parece representar un nivel de litificación temprana, en el que el techo está ferruginizado y erosionado, representando una pequeña discontinuidad. Muestra de microfacies (Si-44).

45.- 0,02-0,03 m Margocalizas lajasas con nódulos de calizas intercalados.

46.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color negro, formando un banco muy noduloso que a veces parece dividirse en dos estratos. Aparecen pelecípodos, gasterópodos, ammonoideos y placas de equinodermos. Aparece *Leioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-46).

A partir de aquí y abarcando los niveles 47 a 66, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas estratificadas en bancos planos más delgados que los anteriores, con contactos netos. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color negro. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados en distinto grado. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y fragmentos bioclásticos.

47.- 0,03-0,04 m Margocaliza bioclástica.

48.- 0,10 m Calizas con textura *packstone-wackestone* bioclásticas. El estrato es tabular. En la base presenta mayor concentración bioclástica, a modo de nivel de removilización. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados. Muestra de microfacies (Si-48).

49.- 0,01 m Junta de estratificación margosa bioclástica.

50.- 0,08-0,09 m Calizas con textura *packstone-wackestone*, tabulares. También presenta mayor concentración de bioclastos en la base del estrato. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados.

51.- 0,01-0,02 m Junta de estratificación margosa.

52.- 0,12 m Calizas con textura *packstone*, estratificadas en un nivel tabular. La base es más bioclástica. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados. El techo es una superficie alabeada que representa una pequeña discontinuidad.

53.- 0,02 m Margocalizas lajasas bioclásticas.

54.- 0,12-0,15 m Calizas margosas con textura *packstone* muy bioclásticas. Aparecen en gran proporción placas de equinodermos, y hacia el techo del estrato aparecen pelecípodos. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados. El techo tiene aspecto alterado, y afectado por una cicatriz erosiva, por lo que corresponde con una discontinuidad intra-Comptum. Muestra de microfacies (Si-54).

55.- 0,01-0,03 m Margocalizas grises bioclásticas.

56.- 0-0,07 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas. Nivel muy noduloso con poca continuidad lateral. El techo corresponde con una superficie erosiva, marcando una discontinuidad.

57.- 0,04 m Margocalizas grises bioclásticas.

58.- 0,20-0,21 m Calizas con textura *packstone* muy alteradas. Hay restos bioclásticos de color blanquecino, bastante alterados, y otros enrojecidos por ferruginización. Aparecen pelecípodos (ostreidos) y ammonoideos resedimentados y reelaborados: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-58).

59.- 0,03-0,04 m Margocalizas.

60.- 0,15 m Calizas margosas con textura *wackestone* bioclásticas de color negro. Las calizas aparecen levemente enrojecidas. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados.

61.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.

62.- 0,12 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados.

63.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

64.- 0,13 Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas, de color negro. Aparecen moldes externos de ammonoideos y fragmentos fósiles ferruginizados, así como litoclastos también ferruginizados. Se reconoce *Ancolloceras opalinoides* (Mayer). Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-64).

65.- 0,01 m Margocalizas.

66.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone-packstone* bioclásticas con partículas con cubiertas ferruginizadas dispersas. Aparecen ammonoideos reelaborados. Se reconoce *Leioceras/Ancolloceras*. Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-66). En el techo del nivel aparece una superficie erosiva afectada por una costra ferruginosa representando una discontinuidad.

A partir de aquí, y abarcando los niveles 65 a 75 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*, localmente *wackestone*, con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un

acusado resalte topográfico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, serpulidos, pelecípodos y braquiópodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

67.- 0,01 m Margocalizas.

68.- 0,32 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas, con partículas con envueltas ferruginosas dispersas. El estrato se divide en dos niveles. Aparecen conchas de pelecípodos de gran tamaño.

69.- 0,02 m Margocalizas.

70.- 0,40 m Calizas con textura *packstone*, dividida en tres niveles estratocrecientes:

a) 0,08 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas.

b) 0,14 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas dispersas.

c) 0,16 m Calizas con textura *packstone* con abundantes partículas con envueltas ferruginizadas. El techo es una superficie alabeada que representa una discontinuidad. Aparecen ammonoideos: *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-70).

71.- 0,02-0,03 m Margocalizas.

72.- 0,27 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. Estas aparecen dispersas por la matriz. Es un nivel enrojecido, cuyo techo está afectado por una superficie erosiva, configurando una discontinuidad. A techo aparecen belemnites y ammonoideos: *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby). Muestra de ammonoideos y microfacies (Si-72). La discontinuidad del techo, por correlación con secciones de este sector, correspondería con una laguna estratigráfica que afectaría al menos a la Subzona Limitatum.

73.-0,01 m Junta de estratificación margosa.

74.- 0,48 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas. El techo del estrato está enrojecido y representa una superficie erosiva que marca la presencia de una discontinuidad. Aparecen belemnites en todo el estrato sin mostrar una posición preferente dentro de la matriz. Muestras de microfacies (Si-74).

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por los rasgos expuestos a continuación: calizas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *mudstone* y contienen abundantes restos de placas de equinodermos y de esponjas. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

75.- 0,02 m Margas.

76.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Si-76).

5.4.6 PEÑA HINCADA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada en el Puerto de Peña Hincada, en la carretera LR-332 que comunica las localidades de Ortigosa y Brieva. El corte se sitúa a 5,5 kilómetros de Brieva, en el margen izquierdo de dicha carretera (Fig. 5.76).

La columna se sitúa en la hoja número 279 (Villoslada de Cameros) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 518.893 m; Y= 4.668.930 m.

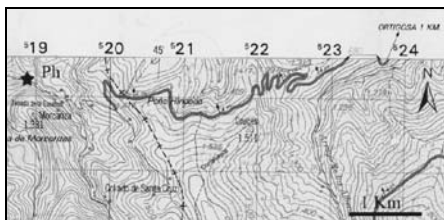


Figura 5.76. Situación geográfica de la sección de Peña Hincada.

El corte no está citado en la bibliografía, y corresponde con un corte parcial de Aalenense Medio y Superior.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base del corte se sitúa dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior, pero aparece una falla que limita la serie Aalenense a el intervalo Aalenense medio y superior, por tanto, los materiales aalenenses realmente aparecen a partir del nivel 66 (Figs. 5.77 y 5.78).

Desde la base hasta el nivel 54 se desarrolla un tramo litológico perteneciente al Toarciense Superior, caracterizado por calizas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* bioclástico y presentan colores oscuros. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y a menudo se subdividen lateralmente en varios estratos. Las margocalizas son grises oscuras, normalmente aparecen entre estratos calcáreos y presentan estructura lajosa y son bioclásticas. En este tramo adquieren espesores considerables, equivalentes a los niveles calcáreos. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonites, pelecípodos, belemnites y braquiópodos. Aparecen con cierta frecuencia huellas de bioturbación características del icnogénero *Chondrites*.

- 1.- 0,05 m Margocalizas bioclásticas, marrones.
- 2.- 0,04-0,06 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro nodulosas. Aparecen belemnites y fragmentos de concha ondulada.
- 3.- 0,09 m Margocalizas compactas lajosas grises, algo bioclásticas. Aparecen placas de equinodermo.
- 4.- 0,03-0,05 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro muy nodulosas. Aparecen fragmentos de braquiópodos. Muestra de microfacies (Ph-4).
- 5.- 0,04-0,06 m Margocalizas lajosas grises algo bioclásticas.
- 6.- 0,08 m Caliza margosa con textura *wackestone* con aspecto noduloso, de color negro. Aparecen fragmentos de conchas.
- 7.- 0,02-0,03 m Margocalizas grises lajosas.
- 8.- 0,04 m Calizas con textura *wackestone* color negro, nodulosas. Aparecen belemnites. Muestra de belemnites (Ph-8).
- 9.- 0,07 m Margocalizas lajosas bioclásticas.
- 10.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. Aparecen pequeños pelecípodos endobentónicos.
- 11.- 0,05 m Margocalizas lajosas.
- 12.- 0,04-0,05 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. Aparecen fragmentos de pelecípodos de gran tamaño.
- 13.- 0,05-0,06 m Margocalizas lajosas.
- 14.- 0,07-0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* muy nodulosas.
- 15.- 0,15 m Margocalizas lajosas, que presentan intercalado algún nódulo calcáreo bien desarrollado. Parecen más margosas que los niveles margocalcáreos anteriores. Contienen pequeños belemnites.

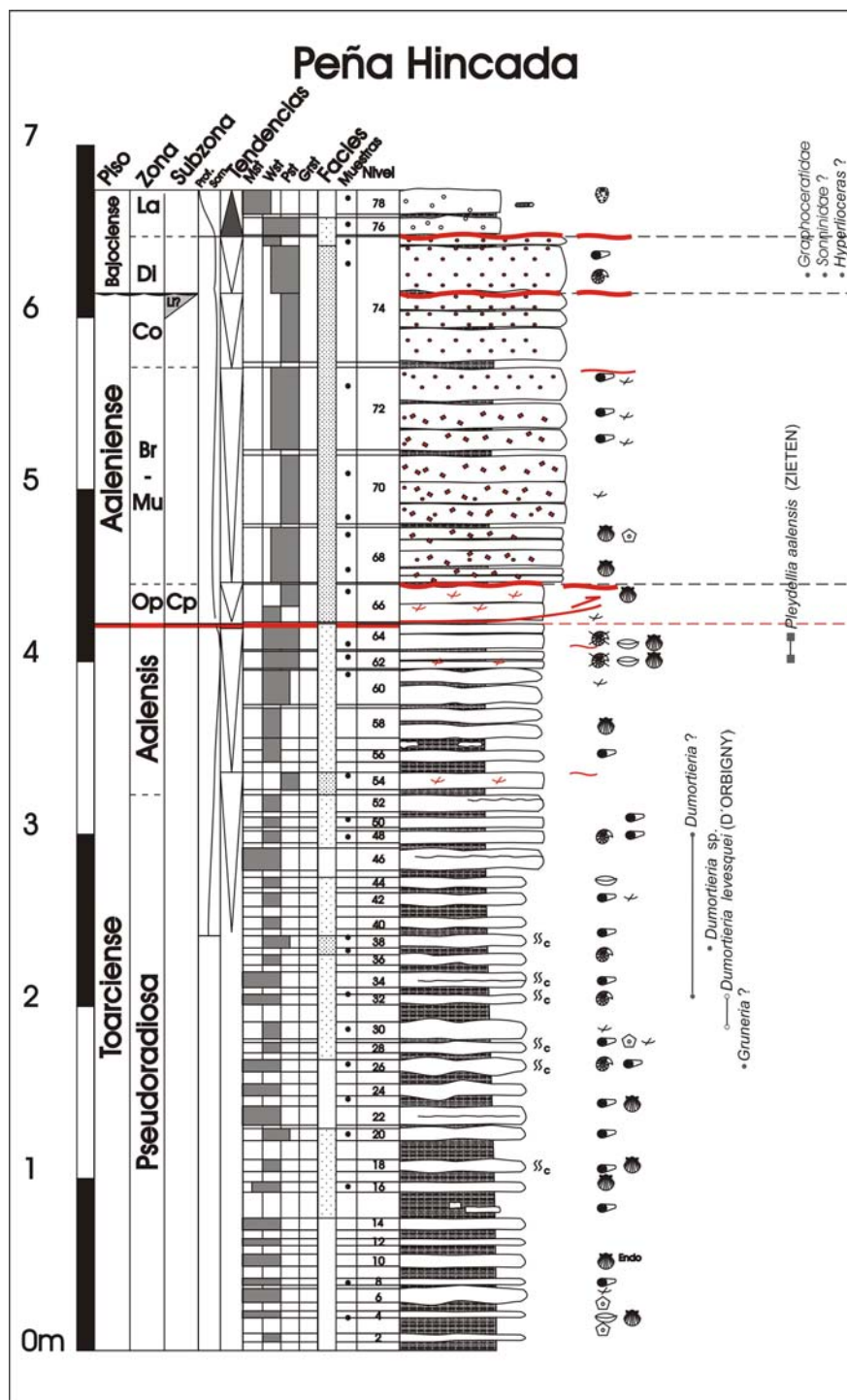


Figura 5.77. Columna estratigráfica de Peña Hincada.



Figura 5.78. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca la base, y la línea discontinua derecha el techo. La línea roja continua marca la fractura. El metro (1 m) se sitúa por debajo de los primeros estratos aalenieses.

- 16.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* nodulosas. Muestra de microfacies (Ph-16).
- 17.- 0,06-0,07 m Margocalizas lajasas con pelecípodos.
- 18.- 0,07-0,08 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. También se observa la presencia de belemnites y pelecípodos.
- 19.- 0,10-0,12 m Margocalizas lajasas bastante margosas.
- 20.- 0,07- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas. Aparecen belemnites. Muestra de microfacies (Ph-20).
- 21.- 0,02 m Margocalizas lajasas con belemnites.
- 22.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. El banco parece dividirse lateralmente en dos estratos.
- 23.- 0,06-0,07 m Margocalizas lajasas con belemnites y pelecípodos. Muestra de belemnites y pelecípodos (Ph-23).
- 24.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas.
- 25.- 0,07 m Margocalizas lajasas.
- 26.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, muy alteradas. Se encuentran belemnites y ammonoideos. Aparecen *Gruneria* ?. Muestra de ammonoideos (Ph-26).
- 27.- 0,04 m Margocalizas lajasas bioclásticas.
- 28.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Entre los bioclastos se identifican belemnites, placas de equinodermos y otros fragmentos de conchas sin identificar.
- 29.- 0,02 m Margocalizas lajasas.
- 30.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* nodulosas. Aparecen ammonoideos y belemnites. Se reconoce *Dumortieria* cf. *levesquei* (D'Orbigny). Muestra de ammonoideos (Ph-30).
- 31.- 0,10 m Margocalizas lajasas.
- 32.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. Es un nivel muy alterado, que parece estar afectado por la bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Dumortieria* cf. *levesquei* (D'Orbigny), *Dumortieria* ?. Muestra de ammonoideos (Ph-32).
- 33.- 0,04 m Margocalizas lajasas.
- 34.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, nodulosas. El nivel está formado por dos estratos, en los cuales aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 35.- 0,03-0,06 m Margas lajasas bioclásticas.
- 36.- 0,30 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas donde aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Presenta pelecípodos y belemnites.
- 37.- 0,04 m Margocalizas lajasas, que presentan ammonoideos: *Dumortieria* sp. Muestra de ammonoideos (Ph-37)
- 38.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* nodulosas, en las cuales aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Muestra de microfacies (Ph-38).
- 39.- 0,04 m Margocalizas lajasas bioclásticas. Aparecen belemnites.
- 40.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas.
- 41.- 0,06 m Margocalizas lajasas.
- 42.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas. Aparecen belemnites y pelecípodos.
- 43.- 0,03 m Margocalizas lajasas.
- 44.- 0,06 m Calizas algo más margosas con textura *wackestone*, nodulosas. Aparecen braquiópodos.
- 45.- 0,04 m Margocalizas lajasas.
- 46.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, nodulosas. Aparecen formando nivel que se divide en dos estratos de ocho y cinco centímetros respectivamente el inferior y el superior.

A partir de aquí y abarcando los niveles 47 a 62, se observan algunas diferencias. Las calizas aparecen en bancos planos más delgados que los anteriores, con contactos netos (bancos 48-54) y calizas estratificadas en bancos nodulosos y gruesos con contactos netos (bancos 54-62). Su textura es *wackestone* y adquieren color negro. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, belemnites y fragmentos bioclásticos.

- 47.- 0,03-0,04 m Margocalizas lajasas.
- 48.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* de color negro, nodulosas. El estrato es tabular. Aparecen ammonoideos y belemnites. Se reconoce *Dumortieria* ? (*Cotteswoldia*) Muestra de ammonoideos (Ph-48).
- 49.- 0,02 m Margocalizas lajasas.

50.- 0,05-0,07 m Calizas con textura *wackestone*, nodulosas. Presenta mayor concentración de hierro en la matriz. Aparecen secciones de ammonioideos y belemnites. Muestra de microfacies (Ph-50).

51.- 0,03 m margocalizas lajas grises.

52.- 0,09-0,10 m Calizas margosas con textura *wackestone*, localmente *packstone*, estratificadas en dos niveles. Es un nivel más enrojecido que los anteriores.

53.- 0,03 m Margocalizas lajas bioclásticas.

54.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-packstone* nodulosas. Aparece hierro en la matriz. Muestra de microfacies (Ph-54). El techo aparece afectado por una superficie alabeada, representativa de una discontinuidad.

A partir de este nivel han sido representadas las facies en la columna estratigráfica, ya que los niveles superiores son susceptibles de ser correlacionados con el resto de secciones. Este tramo, que termina en el nivel 64 por la aparición de una fractura que limita la serie, corresponde con calizas dispuestas en bancos nodulosos y gruesos con contactos netos, similares a las anteriores. Su textura es *wackestone* y presentan un color negro. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte morfológico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, belemnites y fragmentos bioclásticos.

55.- 0,06 m Margocalizas lajas bioclásticas.

56.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* nodulosas. Aparecen belemnites y pelecípodos de conchas gruesas.

57.- 0,07 m Margocalizas lajas con nódulos de hasta tres centímetros de diámetro intercalados.

58.- 0,17 m Calizas con textura *wackestone* estratificada en dos niveles, de ocho y siete centímetros respectivamente, separados por un nivel margoso discontinuo de entre cero y dos centímetros. Se observa la presencia de escasos pelecípodos de concha fina.

59.- 0,02 m Margocalizas lajas.

60.- 0,20 m Calizas margosas con textura *wackestone*, nodulosas. Forman un nivel doble, con dos estratos, uno inferior y otro superior de diez, y ocho centímetros respectivamente, separados por unas margocalizas de unos dos centímetros. Aparecen fragmentos de conchas en ambos niveles ferruginizadas. Hay abundante presencia de hierro en la matriz, y presenta un aspecto más grumoso, más alterado que los niveles anteriores. Muestra de microfacies (Ph-60).

61.- 0,01 m Margocalizas lajas.

62.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone-packstone* y aspecto grumoso. Se estratifica en dos niveles de cinco y cuatro centímetros respectivamente. En el estrato superior aparecen en el techo ammonioideos reelaborados. En el resto del nivel se observan braquiópodos, pelecípodos y fragmentos de conchas en general. Es un nivel muy alterado, con un *hard-ground* a techo. Aparece *Pleydellia aalensis* (Zieten) reelaborado. Muestra de ammonioideos y microfacies (Ph-62).

63.- 0,01 Margocaliza laja.

64.- 0,15 Calizas con textura *wackestone-packstone*, nodulosas y de aspecto alterado. Esta estratificado en dos niveles de diez y cuatro centímetros respectivamente el inferior y el superior. Aparecen ammonioideos, braquiópodos y pelecípodos. Se reconoce *Pleydellia aalensis* (Zieten) reelaborado. Muestra de ammonioideos (Ph-64).

Fractura

A partir de aquí, y abarcando los niveles 64 a 74 se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos compactos con contactos netos. Su textura es *packstone*, en ocasiones *wackestone*, con partículas con cubiertas ferruginizadas. Presentan colores oscuros, a veces enrojecidos. Aparecen huellas de bioturbación. La estratificación es regular, los bancos calcáreos dan un acusado resalte topográfico, siendo los estratos más tabulares. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos, serpulidos, pelecípodos y braquiópodos. Aparecen restos resedimentados y reelaborados.

65.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

66.- 0,22 m Calizas estratificadas en un nivel doble, separado por una junta de estratificación margosa de dos centímetros, que presentan fragmentos fósiles ferruginizados.

- Nivel inferior: 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas.

- Nivel superior: 0,10 m Calizas con textura *packstone* muy bioclásticas. Muestra de microfacies (Ph-66b). El techo corresponde con una superficie erosiva que caracteriza una discontinuidad.

67.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

68.- 0,35 m Calizas bioclásticas estratificadas en cinco niveles (a-e), donde no se aprecian estructuras sedimentarias, debido al aspecto alterado que presenta el corte. Aparecen litoclastos ferruginizados y partículas con envueltas ferruginizadas:

- a) 0,04 m Calizas con textura *wackestone-packstone*.
- b) 0,05 m Calizas con textura *packstone*, muy bioclásticas. Aparecen pelecípodos. Aparecen partículas con envueltas ferruginizadas dispersas de tamaño muy pequeño. Muestra de microfacies (Ph-68b).
- c) 0,10 m Calizas con textura *packstone*, muy bioclásticas. Aparecen partículas con cubiertas ferruginosas de tamaño muy pequeño dispersas.
- d) 0,06 m Calizas con textura *packstone*, muy bioclásticas. Aparecen partículas con envueltas ferruginizadas dispersas de tamaño muy pequeño.
- e) 0,07 m Caliza con textura *packstone*, con pequeñas partículas con envueltas ferruginizadas. Aparecen placas de equinodermo y fragmentos de pelecípodos. Muestra de microfacies (Ph-68e).

69.- 0,02 m Margocalizas.

70.- 0,40 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas, dividida en tres niveles. Las partículas con envueltas ferruginizadas están irregularmente distribuidas.

- a) 0,12 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas con partículas ferruginizadas dispersas. Muestra de microfacies (Ph-70a)
- b) 0,12 m Calizas con textura *packstone* bioclásticas con partículas ferruginizadas dispersas.
- c) 0,16 m Calizas con textura *packstone* con partículas ferruginizadas dispersas. Muestra de microfacies (Ph-70c).

71.- 0,03 m Margocalizas con partículas con envueltas ferruginizadas.

72.- 0,48 m Calizas con textura *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas. Estas aparecen dispersas por la matriz junto con grandes bioclastos como belemnites y fragmentos de concha, sin asociarse a ningún tipo de estratificación. Es un nivel triple estratocreciente:

- a) 0,11 m Calizas *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas.
- b) 0,15 m Calizas *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas.
- c) 0,20 m Calizas *packstone* con partículas con cubiertas ferruginizadas bien desarrolladas. Muestra de microfacies (Ph-72c). El techo del nivel es una superficie alabeada que caracteriza una discontinuidad.

73.- 0,03 m Margocalizas.

74.- 0,73 m Calizas con textura *packstone* con partículas con envueltas ferruginizadas de mayor diámetro que las anteriores. Estas partículas siguen estando dispuestas irregularmente en la matriz, asociadas con belemnites y ammonoideos de tamaño variable, posiblemente reelaborados y resedimentados. Está estratificado en cinco niveles:

- a) 0,20 m.
- b) 0,10 m.
- c) 0,10 m. El techo del estrato está enrojecido y afectado por una cicatriz erosiva representativa de una discontinuidad cuya laguna estratigráfica, por correlación con secciones de este sector, podría abarcar la Subzona Limitatum. Aparecen belemnites en todo el estrato, preferentemente horizontales aunque sin una dirección definida.
- d) 0,28 m. Aparecen ammonoideos: *Graphoceratidae*, *Sonninidae* ?, *Hyperlioceras* ?. Muestra de ammonoideos y microfacies (Ph-74d).
- e) 0,05 m Muestra de microfacies (Ph-74e). El techo del estrato desarrolla una superficie erosiva que caracteriza una discontinuidad.

A partir de aquí, se constituye un tramo litológico caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *wackestone-mudstone* y contienen abundantes restos de placas de equinodermos y de esponjas. Presentan un resalte topográfico menos acusado que los niveles anteriores.

75.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

76.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Muestra de microfacies (Ph-76).

77.- 0,02 m Junta de estratificación margosa.

78.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone* con esponjas. (Ph-78).

5.5 SECTOR NORORIENTAL

5.5.1 JUBERA

Situación y antecedentes.

Esta sección se encuentra en la carretera comarcal LR-261 que comunica las localidades de Jubera y Robres del Castillo, aproximadamente a un kilómetro de Jubera. Concretamente se ubica en la mitad de la ladera oeste, a la altura del meandro del río Jubera (Fig. 5.79).

La sección se sitúa en la hoja número 242 (Munilla) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 558.350 m; Y= 4.683.100 m.

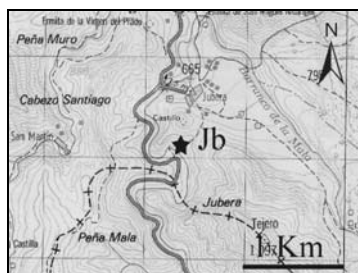


Figura 5.79. Situación geográfica de la sección de Jubera.

Bulard (1972) cita el afloramiento en el trabajo sobre la estratigrafía del Jurásico Medio y Superior. Mertmann (1986) identificó un tipo de microfacies en esta sección: (F1, subtipo 1.2).

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie se encuentra dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior, en el cual existe un predominio de los niveles margosos sobre los calizos. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Discites del Bajociense inferior (Figs. 5.80 y 5.81).

Desde la base hasta el nivel 14 se desarrolla un tramo litológico perteneciente al Toarciense Superior, caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* y presentan un color negro, que suele estar amarillento por la alteración. En ciertos niveles aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*). La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos, belemnites y pelecípodos. Los datos originales de campo incluyen 66 niveles por debajo del que se toma como base de la sección en el presente trabajo. En ellos se han muestreado litológicamente 10 niveles más. La numeración de las muestras en la descripción que se presenta a continuación, está hecha de acuerdo a esta salvedad, por lo que no coincide el número de nivel asignado en este trabajo con el siglado de las láminas delgadas. Sin embargo a efectos espaciales corresponden con el nivel donde se las ubica.

- 1.- 0,13 m Margocalizas lajas grises compactas.
- 2.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 3.- 0,12 m Margocalizas lajas.
- 4.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 5.- 0,11 m Margocalizas lajas.
- 6.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y fragmentos bioclásticos ferruginizados.
- 7.- 0,03 m Margocalizas lajas.
- 8.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen belemnites, ammonoideos y fragmentos de bioclastos ferruginizados. *Dumortieria* sp. Muestra de ammonoideos (Jb-74).
- 9.- 0,02 m Margocalizas.
- 10.- 0,27 m Calizas con textura *mudstone* de color negro, estratificadas en dos estratos separados por una juntas de estratificación margosa de unos tres centímetros:
 - a) 0,10 m. Calizas. Aparecen en el techo del nivel bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
 - b) 0,14 m. Calizas. Aparecen fragmentos de conchas, belemnites y ammonoideos: *Dumortieria moorei* (Lycett), *Cotteswoldia* sp., *Pleydellia* ?. Muestra de ammonoideos (Jb-76).
- 11.- 0,15 m Margocalizas.

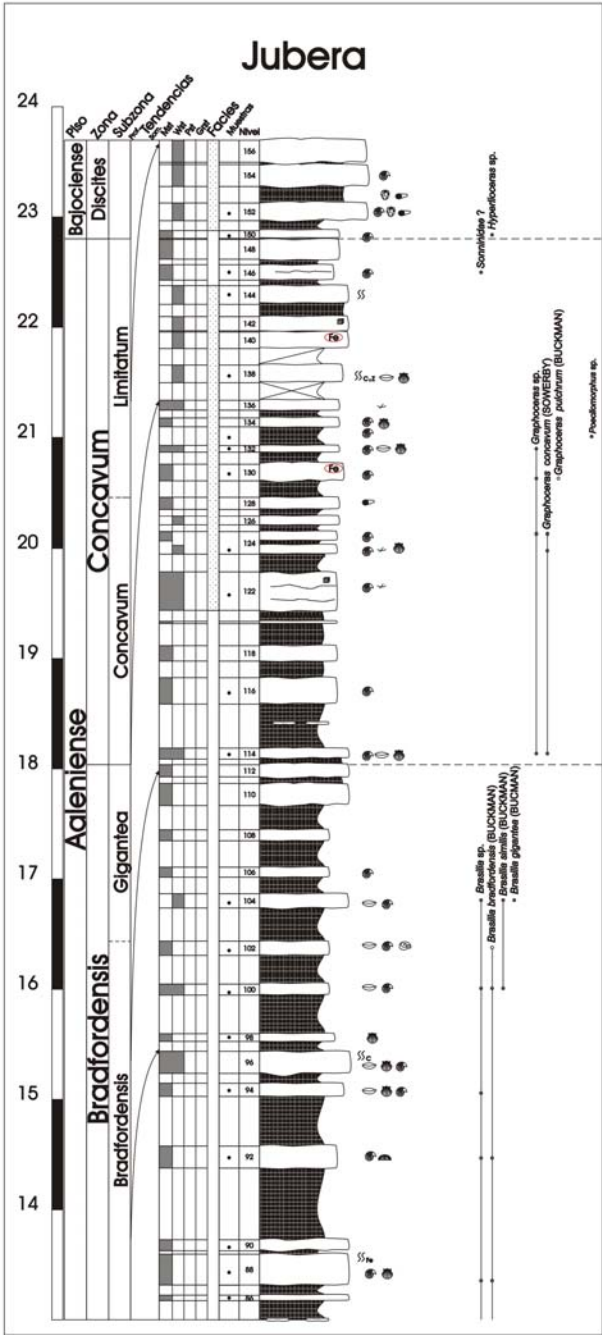


Figura 5.80. Columna estratigráfica de Jubera.

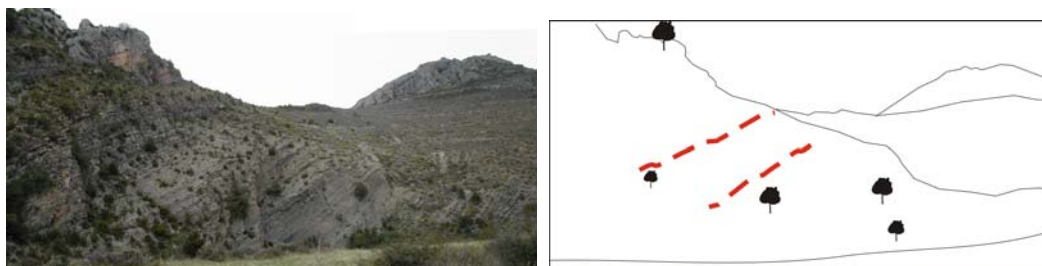


Figura 5.81. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua izquierda marca el techo y la línea discontinua derecha la base.

12.-0,13 m Calizas estratificadas en dos niveles nodulosos:

a) 0,06 m Caliza con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Jb-78).

b) 0,06 m Caliza con textura *wackestone* con fragmentos bioclásticos ferruginizados.

13.- 0,08 m Margocalizas.

A partir de este nivel aparecen calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos. Su textura es *wackestone-mudstone* y presentan un color negro, que suele estar amarillento por la alteración. En ciertos niveles aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*). La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos y pelecípodos, aunque en los niveles inferiores del tramo aparecen de forma frecuente belemnites.

14.- 0,10-0,14 m Caliza con textura *mudstone*, formando un nivel muy irregular. Aparecen belemnites y fragmentos de ammonoideos.

15.- 0,24 m Margocalizas. La parte inferior del estrato es más compacta y la superior más lajosa.

16.- 0,18-0,20 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen belemnites, moldes de ammonoideos, bioclastos ferruginizados y moldes internos de gasterópodos.

17.- 0,15 m Margocalizas.

18.- 0,15 m Caliza con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen moldes externos de ammonoideos junto con belemnites.

19.- 0,07-0,08 m Margocalizas lajosas.

20.- 0,16-0,19 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen belemnites y ammonoideos: *Pleydellia* cf. *maetra* (Dumortier). Muestra de ammonoideos (Jb-86).

21.- 0,06-0,08 m Margocalizas lajosas.

22.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen belemnites.

23.- 0,06- 0,08 m Margocalizas compactas.

24.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen belemnites y secciones de ammonoideos.

25.- 0,10 m Margocalizas lajosas.

26.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen belemnites y secciones de ammonoideos.

27.- 0,08 m Margocalizas lajosas.

28.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Parece ser un nivel de removilización. Aparecen belemnites y ammonoideos: *Cotteswoldia* cf. *limatula* Buckman. Muestra de ammonoideos (Jb-94).

29.- 0,28 m Margocalizas que a unos cuatro centímetros de la base tienen un nivel de unos ocho centímetros, más calcáreo, intercalado. Este nivel es discontinuo.

30.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. El nivel presenta una pátina ferruginizada en la parte externa, alterada, de la roca. Aparecen secciones de ammonoideos.

A partir de aquí, y hasta el nivel 40, los bancos calcáreos presentan cierto resalte, formando una cornisa claramente identificable.

31.- 0,20 m Margocalizas lajosas.

32.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que presentan colores enrojecidos por la alteración. Aparece hierro en la matriz. Se observan trazas de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia attrita* Buckman. Muestra de ammonoideos (Jb-98).

33.- 0,04 m Margocalizas lajosas.

34.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que presentan colores enrojecidos por la alteración. Aparece hierro en la matriz. Se observan trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Parece ser un nivel de removilización. Aparecen ammonoideos.

35.- 0,03-0,05 m Margocalizas lajosas.

- 36.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que presentan colores enrojecidos por la alteración. Aparece hierro en la matriz. Se observan trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites* y otras de mayor diámetro que podrían pertenecer al icnogénero *Thalassinoides*. Aparecen ammonioideos. Se reconoce en campo *Cotteswoldia* cf. *distans* (Buckman).
- 37.- 0,02 m Margocalizas.
- 38.- 0,23 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que presentan colores enrojecidos por la alteración. Aparece hierro en la matriz. Se observan trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen fragmentos de bioclastos.
- 39.- 0,05 m Margocalizas lajosas.
- 40.- 0,40 m Caliza estratificada en dos estratos cuyos techos representan niveles de discontinuidad al presentar un grado creciente de litificación, generando *hard-grounds* afectados por superficies erosivas.
- a) 0,25 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que presentan ammonioideos limonitizados. Se reconoce *Pleydellia* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-106 a). En campo *Pleydellia aalensis* (Zieten). El techo del nivel es una superficie erosiva y representa una discontinuidad cuya laguna estratigráfica abarcaría al menos las Subzonas Buckmani y Opalinum, como se deduce a partir de las asociaciones de ammonioideos de los niveles circundantes, y por correlación con otras secciones de este sector.
- b) 0,15 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, que representan un nivel de removilización, con ammonioideos reelaborados: *Pleydellia buckmani* (Maubeuge). Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-106 b). En campo aparecen hammatocerátidos. El techo del nivel es un nivel erosivo.
- 41.- 0,06 m Margocalizas. Aparecen fragmentos bioclásticos en ellas.
- 42.- 0,06 m Calizas margosas que presentan textura *mudstone*. Es un nivel que puede desaparecer lateralmente.
- 43.- 0,20 m Margocalizas.
- 44.- 0,09 Calizas con textura *mudstone* que presentan ammonioideos ferruginizados. Aparecen *Leioceras comptum* (Reinecke) morfotipo estriado, *Leioceras uncinatum* Buckman, *Leioceras* cf. *uncinatum* Buckman. Muestra de microfacies (Jb-110).
- 45.- 0,20 m Margocalizas lajosas.
- 46.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen pelecípodos endobentónicos en posición de vida y fragmentos fósiles ferruginizados.
- 47.- 0,32 m Margocalizas.
- 48.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 49.- 0,14 m Margocalizas.
- 50.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Leioceras uncinatum* Buckman, *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Jb-116).
- 51.- 0,20 m Margocalizas.
- 52.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), *Leioceras* cf. *uncinatum* Buckman, *Leioceras* sp. Muestra de ammonioideos (Jb-118).
- 53.- 0,04 m margocalizas. Aparecen pelecípodos (*Plagiostoma*).
- 54.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 55.- 0,38 m Margocalizas.
- 56.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen en un nivel doble de 10 y 5 centímetros respectivamente. Aparecen secciones de ammonioideos y fragmentos fósiles.
- 57.- 0,29 m Margocalizas.
- 58.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 59.- 0,35 m Margocalizas. En el techo del nivel se reconoce ocasionalmente un estrato más calcáreo de unos 8 centímetros. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 60.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen fragmentos fósiles ferruginizados.
- 61.- 0,24 m Margocalizas. Aparecen ammonioideos: *Ancolloceras opalinoides* (Mayer). Muestra de ammonioideos (Jb-127).
- 62.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* negras. Aparecen secciones de ammonioideos.
- 63.- 0,12 m Margocalizas.
- 64.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen pequeños ammonioideos y fragmentos fósiles ferruginizados. Se reconocen *Ancolloceras opalinoides* (Mayer), *Leioceras* ?. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-130).
- 65.- 0,25 m Margocalizas.
- 66.- 0,16 m Calizas margosas con textura *mudstone*. Presenta nódulos. Aparece *Ancolloceras/Leioceras*. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-132).
- 67.- 0,28 m Margocalizas parcialmente cubiertas.
- 68.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones

- 69.- 0,20 m Margocalizas.
- 70.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Presenta pelecípodos (ostreidos) en el techo del nivel. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 71.- 0,20 m Margocalizas.
- 72.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 73.- 0,09 m Margocalizas.
- 74.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Ocasionalmente se reconoce algún fragmento ferruginizado.
- 75.- 0,26 m Margocalizas.
- 76.- 0,18 m Calizas lajosas con textura *wackestone-mudstone*. Presentan bioturbaciones.
- 77.- 0,45 m Margocalizas.
- 78.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* bioclásticas, rojizas. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel.
- 79.- 0,18 m Margocalizas.
- 80.- 0,09 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* bioclásticas, rojizas y recrystalizadas. Se reconocen trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Presenta pelecípodos de concha fina, ammonoideos y fragmentos bioclásticos en el techo del nivel. Aparece *Ludwigia* cf. *haugi* Douville. Muestra de ammonoideos y microfácies (Jb-146).
- 81.- 0,14 m Margocalizas.
- 82.- 0,16 m Calizas bioclásticas con textura *wackestone-mudstone* rojizas. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Muestra de microfácies (Jb-148).
- 83.- 0,60 m Margocalizas nodulosas bioturbadas. La parte inferior del nivel es más compacta y bioclástica, con braquiópodos rinconélidos y terebratulidos, pelecípodos epi- y endobentónicos y ammonoideos: *Ludwigia* sp., *Brasilia* cf. *bradfordensis* (Buckman). Muestra de ammonoideos (Jb-149).
- 84.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*. Nivel algo removilizado.
- 85.- 0,35 m Margocalizas con un estrato calcáreo intercalado irregular. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman). Muestra de ammonoideos (Jb-151).
- 86.- 0,05 m Calizas negras con textura *mudstone* algo recrystalizadas. Aparecen pelecípodos planos epibentónicos de concha lisa, característicos de fondos fangosos. Muestra de pelecípodos (Jb-152).
- 87.- 0,09 m Margocalizas muy compactas.
- 88.- 0,28 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen pelecípodos planos epibentónicos de concha lisa y ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos (Jb-154).
- 89.- 0,03 m Margocalizas muy calcáreas.
- 90.- 0,06-0,12 m Calizas con textura *mudstone* negras. Muestra de microfácies (Jb-156).
- 91.- 0,65 m Margocalizas más lajosas que las anteriores y con colores más claros.
- 92.- 0,20 m Calizas compactas en un estrato tabular con textura *mudstone*. Aparecen radiolas de equinodermos y ammonoideos. Se reconoce *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* sp.. (Jb-158).
- 93.- 0,45 m Margocalizas lajosas de colores claros.
- 94.- 0,10-0,12 m Calizas con textura *mudstone* negras y tabulares. Aparecen pelecípodos, braquiópodos y ammonoideos: *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos (Jb-160).
- 95.- 0,09 m Margocalizas como las anteriores.
- 96.- 0,21 m Calizas con textura *wackestone*. Es más bioclástica en la base. Aparecen tubos de bioturbación. Aparecen pelecípodos, braquiópodos y ammonoideos.
- 97.- 0,09 m Margocalizas como las anteriores.
- 98.- 0,07 m Calizas negras con textura *mudstone*. Aparecen pelecípodos de concha fina. Muestra de pelecípodos (Jb-164).
- 99.- 0,35 m Margocalizas como las anteriores.
- 100.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* tabulares. Aparecen braquiópodos (*Sphaeroidothyris*) huecos y ammonoideos (algunos huecos, o a veces los tabiques se disuelven y quedan rellenos de cámaras). Se reconoce *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Jb-166).
- 101.- 0,26 m Margocalizas.
- 102.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen braquiópodos y ammonoideos: *Brasilia* cf. *bradfordensis* (Buckman). Muestra de ammonoideos y microfácies (Jb-168).
- 103.- 0,30 m Margocalizas.
- 104.- 0,13 m Calizas algo bioclásticas con textura *wackestone*. Aparecen braquiópodos y ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia* cf. *similis* (Buckman), *Brasilia* cf. *gigantea* (Buckman), *Brasilia* sp. Muestra de ammonoideos y microfácies (Jb-170).
- 105.- 0,15 m Margocalizas.
- 106.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen secciones de ammonoideos recrystalizados en la base.

- 107.- 0,24 m Margocalizas.
- 108.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*, negras.
- 109.- 0,22 m Margocalizas.
- 110.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone* nodulosas.
- 111.- 0,06 m Margocalizas compactas.
- 112.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*.
- 113.- 0,05 m Margas irregulares y lajosas.
- 114.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone*. En la base aparece una concentración significativa de restos fósiles. Aparecen pelecípodos de concha lisa, braquiópodos rinconélidos y terebratulídeos y ammonioideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-180).
- 115.- 0,40 m Margas con un estrato con nódulos calcáreos intercalado que hacia el techo del nivel incrementan el grado de compactación.
- 116.- 0,24 m Calizas con textura *mudstone*, la parte inferior del nivel más margocalcárea y la superior más compacta. Aparecen secciones de ammonioideos recristalizados y moldes ferruginizados de ammonioideos. (Jb-182).
- 117.- 0,15 m Margocalizas lajosas.
- 118.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*.
- 119.- 0,20 m Margocalizas.
- 120.- 0,02 m Calizas con textura *mudstone*.
- 121.- 0,10 m Margocalizas.
- 122.- 0,35 m Calizas con textura *mudstone*. Generan bastante resalte morfológico y conforman tres estratos amalgamados. Se observan bioturbaciones ferruginizadas. Aparece escasos ammonioideos (secciones de campo), fragmentos bioclásticos y cristales de pirita dispersos en la matriz. Muestra de microfacies (Jb-188).
- 123.- 0,16 m Margocalizas lajosas.
- 124.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone*. Forman un nivel doble de unos 9 centímetros cada uno. Aparecen ammonioideos, belemnites y pelecípodos (de concha plana y tipo ostreidos) junto con fragmentos de fósiles. El nivel superior es menos bioclástico y en el inferior se observa una concentración de ammonioideos. Se reconoce en el nivel inferior *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby). En el nivel superior aparece *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras* cf. *concavum* (Sowerby), *Graphoceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-190).
- 125.- 0,06 m Margocalizas lajosas.
- 126.- 0,05-0,10 m Calizas algo bioclásticas con textura *mudstone*.
- 127.- 0,06 m Margocalizas lajosas.
- 128.- 0,10-0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen belemnites.
- 129.- 0,14-0,15 m Margocalizas más compactas.
- 130.- 0,13-0,16 m Calizas con textura *mudstone* negras. En el techo del nivel se desarrollan nódulos ferruginosos. Aparecen ammonioideos: *Graphoceras* cf. *pulchrum* (Buckman), *Graphoceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-196).
- 131.- 0,11 m Margocalizas.
- 132.- 0,06-0,12 m Calizas con espesor muy variable debido a la nodulización del estrato. Su textura es *mudstone-wackestone*. Parece más bioclástico en la base. Aparecen ammonioideos, pelecípodos y escasos braquiópodos. Se reconocen *Graphoceras* sp. Muestra de ammonioideos y microfacies (Jb-198).
- 133.- 0,17 m Margocalizas compactas. Aparecen ammonioideos. Se reconocen *Poecilomorphus* sp., *Poecilomorphus* ?. Muestra de ammonioideos (Jb-199).
- 134.- 0,08-0,09 m Calizas con textura *mudstone* algo bioclásticas. Aparecen fragmentos de ammonioideos recristalizados en el interior y pelecípodos.
- 135.- 0,07 m Margocalizas lajosas compactas.

Desde aquí y hasta el nivel 140 aparecen los niveles semicubiertos.

- 136.- 0,09 m Calizas margosas con textura *mudstone* bioclástica.
- 137.- 0,16 m Margocalizas bastante cubiertas. Aparece algún nódulo calcáreo intercalado.
- 138.- 0,16 m Calizas estratificadas en dos bancos que se amalgaman. Su textura es *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y *Zoophycos* estos últimos apareciendo en distinta altura dentro de los bancos. Se reconocen pelecípodos y braquiópodos. Muestra (Jb-204).
- 139.- 0,15 m Margocalizas semicubiertas.

El tramo que incluye los niveles 140-142 genera un resalte morfológico.

- 140.- 0,15 m Calizas con nódulos de hierro en la matriz, con textura *wackestone*.
- 141.- 0,01 m Margocalizas.

- 142.- 0,13 m Calizas con textura *wackestone*. Aparecen pequeños cristales euhedrales de pirita.
- 143.- 0,11 m Margocalizas compactas.
- 144.- 0,17 m Calizas algo bioclásticas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones poco reforzadas, indicativas de un sustrato del tipo *firm-ground*. Muestra de microfacies (Jb-210).
- 145.- 0,05 m Margocalizas.
- 146.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*. Se dividen en dos estratos amalgamados. Aparecen moldes ferruginizados de ammonoideos. Se reconocen *Sonninidae* ?. Muestra de ammonoideos (Jb-212).
- 147.- 0,05 m Margocalizas.
- 148.- 0,18 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* de color negro.
- 149.- 0,01 m Margocalizas.
- 150.- 0,07 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* de color negro. Se reconocen ammonoideos: como *Hyperlioceras* sp. Muestra de ammonoideos y microfacies (Jb-216).

A partir de aquí los niveles se vuelven muy nodulosos e irregulares, aumentan de espesor y generan bastante resalte morfológico.

- 151.- 0,09 m Margocalizas nodulosas.
- 152.- 0,16 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen belemnites, esponjas y secciones de ammonoideos, que se reconocen como *Sonninia* sp. Muestra de microfacies (Jb-218).
- 153.- 0,15 m Margocalizas nodulosas compactas. Se reconocen concentraciones de espongiarios y belemnites.
- 154.- 0,16 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* de color negro, estratificadas en un estrato doble amalgamado. Aparecen ammonoideos, que se reconocen como *Sonninia* sp.
- 155.- 0,02 m Margocalizas nodulosas compactas.
- 156.- 0,16 m Calizas nodulosas con textura *mudstone* de color negro.

5.5.2 PRÉJANO

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada a 2,5 kilómetros al SO de la localidad de Préjano, por el antiguo camino de Préjano a Enciso, en la parte superior de la ladera SE de Peñalmonte, a unos 250 m al sur del puente que cruza el río Ruesca (Fig. 5.82). Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985).

La columna se sitúa en la hoja número 242 (Munilla) a E. 1:50.000.
Coordenadas U.T.M. de la base: X= 567.000 m; Y= 4.670.000 m.

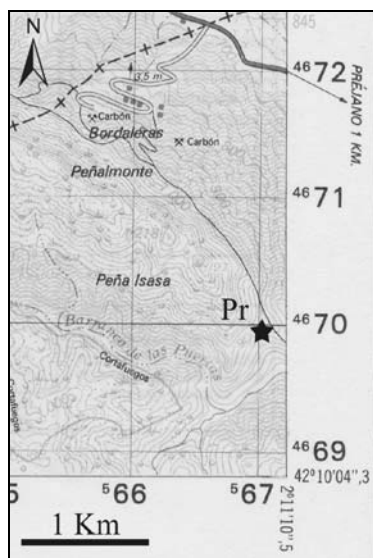


Figura 5.82. Situación geográfica de la sección de Préjano.

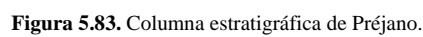
Mensink (1965) trató los aspectos litológicos generales del Dogger en la Cordillera Ibérica Noroccidental, y los aspectos bioestratigráficos del Aalenense en este corte. Bulard (1972) citó el corte en sus estudios estratigráficos del Jurásico Medio y Superior. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó la Facies 7 que propuso en su trabajo, así como la caracterización bioestratigráfica de la sección mediante el estudio de ammonoideos. Mertmann (1986) identificó un tipo de microfacies en esta sección: (F1, subtipo 1.2). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

El corte ha comenzado a ser levantado a partir del Toarciense superior. La serie consiste en una alternancia rítmica monótona de bancos calcáreos y niveles margocalizos, localmente margosos. Este tipo de sedimentación se extiende, al menos, hasta el Bajociense inferior. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Discites del Bajociense inferior (Figs. 5.83 y 5.84).

Desde la base hasta el techo se desarrolla un tramo litológico caracterizado por calizas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos plano-parallelos, que a veces son más ondulosos y que dan un aspecto algo noduloso a la estratificación. Su textura es *wackestone-mudstone* y presentan un color gris oscuro o negro. Es una caliza fétida, bastante compacta que presenta abundantes nódulos de minerales de hierro, como óxidos e hidróxidos de hierro y pirita. En muchos niveles aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) reconociéndose los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Las margocalizas son grises oscuras, también muy compactas y poseen una estructura marcadamente lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonites que muestran frecuentemente las vueltas internas piritizadas o limonitizadas y las vueltas externas levemente deformadas por compactación, así como pelecípodos de concha gruesa y fina, braquiópodos, belemnites y gasterópodos.

- 1.- 0,07 m Margas blancas lajosas.
- 2.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro, grises por la alteración. Aparecen ammonoideos: *Dumortieria moorei* (Lycett), *Dumortieria arenaria* Buckman, *Pleydellia mactra* (Dumortier).
- 3.- 0,16 m Margas blancas lajosas.
- 4.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Muestra de microfacies (Pr-4).
- 5.- 0,12 m Margas blancas lajosas.
- 6.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Pleydellia mactra* (Dumortier).



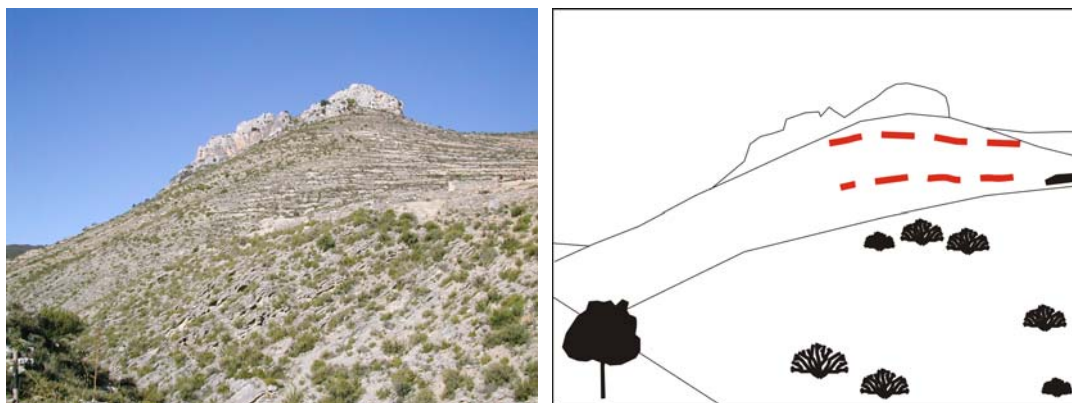


Figura 5.84. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la línea discontinua inferior la base.

7.- 0,19 m Margas blancas lajosas.

8.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen numerosas huellas de bioturbación: hay abundantes huellas del icnogénero *Chondrites* en todo el estrato y en la parte superior, que es más compacta, además aparecen galerías verticales. Muestra de microfacies (Pr 8).

9.- 0,05 m Margas blancas lajosas.

10.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten).

11.- 0,05 m Margas de color claro lajosas.

12.- 0,25 m Calizas con textura *wackestone-packstone* de color rojizo. Se estratifica en dos bancos:

a) 0,12 m Calizas con textura *wackestone* en la parte inferior del estrato. En la mitad de este aparece una costra ferruginosa, y se desarrolla una superficie perforada. La parte superior presenta una textura *packstone* y corresponde con un nivel de removilización. Aparecen fragmentos bioclásticos, muchos de ellos ferruginizados, entre los cuales se reconocen ammonioideos, pelecípodos y braquiópodos. La concentración bioclástica es mayor en el nivel de removilización. Aparecen ammonioideos resedimentados. Se reconocen *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia leura* Buckman, *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Bredia subinsignis* (Oppel). Muestra de microfacies (Pr-12a). El techo del estrato es un nivel erosivo que representa una discontinuidad, con una laguna estratigráfica que afecta al menos a la Subzona Opalinum, como muestran las asociaciones de ammonioideos infra- y suprayacentes.

b) 0,13 m Calizas con textura *wackestone* en la parte inferior del estrato. En la mitad de este aparece una costra ferruginosa. La parte superior presenta una textura *packstone* y corresponde con un nivel de removilización. En el nivel de removilización aparecen abundantes ammonioideos piritizados o reemplazados por óxidos e hidróxidos de hierro. En menor proporción aparecen pelecípodos y braquiópodos. Son frecuentes las concreciones ferruginosas. El techo está intensamente perforado y constituye un nivel de *hard-ground*, marcando una discontinuidad. Se reconocen ammonioideos reelaborados: *Pleydellia* cf. *aalensis* (Zieten), *Pleydellia buckmani* (Maubeuge). Muestra de microfacies (Pr-12b).

13.- 0,12 m Margas.

14.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras uncinatum* Buckman.

15.- 0,09 m Margas con niveles de margocalizas intercalados.

16.- 0,15 m Margocalizas compactas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras* sp.

17.- 0,10 m Margocalizas de color claro.

18.- 0,38 m Calizas margosas compactas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Aparecen ammonioideos. *Leioceras* sp.

19.- 0,30 m Margocalizas compactas.

20.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke). Muestra de microfacies (Pr-20).

21.- 0,05 m Margas.

22.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Tmetoceras scissum* (Benecke).

23.- 0,12 m Margas de color claro.

24.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras* sp., *Ancolloceras opalinoides* (Mayer).

25.- 0,24 m Alternancia de margocalizas y margas de color claro.

- 26.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Leioceras* sp.
- 27.- 0,10 m Margas de color claro.
- 28.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Staufenia sinon* (Bayle).
- 29.- 0,22 m Alternancia de margocalizas y margas
- 30.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone*. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer), *Ancolioceras* sp.
- 31.- 0,10 m Alternancia de margocalizas y margas.
- 32.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se observan señales de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer).
- 33.- 0,05 m Alternancia de margocalizas y margas.
- 34.- 0,08 m Caliza margosa con textura *mudstone* de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia crassa* Horn, *Staufenia* sp. Muestra de microfacies (Pr-34).
- 35.- 0,04 m Margocalizas lajosas.
- 36.- 0,07 m Caliza margosa con textura *mudstone*, de color negro.
- 37.- 0,18 m Margocalizas lajosas.
- 38.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer).
- 39.- 0,10 m Margas.
- 40.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia haugi* Douville.
- 41.- 0,26 m Margas.
- 42.- 0,07 m Calizas margosas con textura *mudstone* de color negro.
- 43.- 0,50 m Tramo cubierto.

A partir de aquí, y hasta el nivel 60, los bancos calcáreos presentan cierto resalte, formando una pequeña cornisa y presentan una estratificación más tableada. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

- 44.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 45.- 0,14 m Margocalizas lajosas.
- 46.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer), *Ludwigia obtusifomis* (Buckman).
- 47.- 0,22 m Margocalizas.
- 48.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Se reconocen ammonoideos: *Ancolioceras* cf. *opalinoides* (Mayer), *Ludwigia* sp. Muestra de microfacies (Pr-48).
- 49.- 0,18 m Margocalizas.
- 50.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparece ammonoideos: *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Staufenia sehndensis* (Hoffmann).
- 51.- 0,26 m Margocalizas.

A partir de este punto y hasta el nivel 84, las margocalizas adquieren un aspecto “almohadillado”.

- 52.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 53.- 0,30 m Margocalizas.
- 54.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia obtusifomis* (Buckman), *Ludwigia murchisonae* (Sowerby).
- 55.- 0,26 m Margocalizas.
- 56.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Muestra de microfacies (Pr-56).
- 57.- 0,22 m Margocalizas.
- 58.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia* sp.
- 59.- 0,23 m Margocalizas.
- 60.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 61.- 0,12 m Margocalizas y margas.
- 62.- 0,55 m Alternancia de calizas con textura *mudstone* de color negro y margocalizas. Presentan un acusado resalte. Aparecen ammonoideos: *Staufenia sehndensis* (Hoffmann).
- 63.- 0,28 m Margocalizas y margas. Los primeros veinte centímetros corresponden a las margocalizas, mientras que los ocho restantes son margas de tonos claros.

- 64.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia* sp. Muestra de microfacies (Pr-64).
- 65.- 0,40 m Margocalizas.
- 66.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*.
- 67.- 0,04 m Margas.
- 68.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia* sp.
- 69.- 0,27 m Margocalizas.
- 70.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia* sp.
- 71.- 0,53 m Margocalizas.
- 72.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se observan abundantes bioclastos en acumulaciones locales e intensa bioturbación. Aparecen ammonoideos.: *Planammatoceras planiforme* Buckman, *Planammatoceras* sp., *Abbasites* sp., *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman).
- 73.- 0,27 m Margocalizas.
- 74.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia subtuberculata* Rieber.
- 75.- 0,16 m Margas.
- 76.- 0,25 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman). Muestra de microfacies (Pr-76).
- 77.- 0,22 m Margas.
- 78.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 79.- 0,09 m Margas.
- 80.- 0,08 m Caliza con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman).
- 81.- Junta de estratificación margosa.
- 82.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 83.- 0,22 m Margas.
- 84.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman).
- 85.- 0,10 m Margocalizas y margas. Los primeros seis centímetros corresponden a las margocalizas, mientras que los cuatro restantes son margas de tonos claros.
- 86.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 87.- 0,40 Margas de color claro.
- 88.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman).
- 89.- 0,09 m Margocalizas y margas. Los primeros siete centímetros corresponden a las margocalizas, mientras que los dos restantes son margas de tonos claros.
- 90.- 0,14 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia umbilicata* (Buckman).
- 91.- 0,09 m Margas de color claro.
- 92.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 93.- 0,30 m Margas.

A partir de aquí y hasta el nivel 114, se observa un predominio de los niveles margosos sobre los calcáreos.

- 94.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 95.- 0,10 m Margas.
- 96.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 97.- 0,40 m Margas.
- 98.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman).
- 99.- 0,65 m Margas.
- 100.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 101.- 0,40 m Margas.
- 102.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 103.- 0,40 m Margas.
- 104.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 105.- 0,07 m Margas.

- 106.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone* de colores oscuros. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman). Muestra de microfacies (Pr-106).
- 107.- 0,27 m Margas.
- 108.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman).
- 109.- 0,18 m Margas.
- 110.- 0,06 Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 111.- 0,19 m Margas.
- 112.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 113.- 0,30 m Margas.

A partir de aquí, y hasta el nivel 138 inclusive, los bancos calcáreos presentan cierto resalte, formando una cornisa muy acusada. Aparecen en estos bancos abundantes trazas de bioturbación del icnogénero *Zoophycos*.

- 114.- 0,36 m Calizas con textura *mudstone* de color negro con intercalaciones de margocaliza.
- 115.- 0,06 m Margas.
- 116.- 0,23 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Brasilia* sp., *Abbasites* sp.
- 117.- 0,18 m Margocalizas.
- 118.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman).
- 119.- Junta de estratificación margosa.
- 120.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen secciones de ammonoideos en campo.
- 121.- 0,22 m Margocalizas.
- 122.- 0,39 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Se reconocen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman).
- 123.- 0,08 m Margocalizas.
- 124.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 125.- 0,10 m Margocalizas.
- 126.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 127.- 0,19 m Margocalizas.
- 128.- 0,28 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 129.- 0,10 m Margocalizas y margas. Los primeros ocho centímetros corresponden a las margocalizas, mientras que los dos restantes son margas de tonos claros.
- 130.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras rudis* (Buckman).
- 131.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.
- 132.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 133.- 0,07 m Margas.
- 134.- 0,42 m Calizas con textura *mudstone* con niveles margocalcáreos intercalados. Muestra de microfacies (Pr-134).
- 135.- 0,05 m Margas.
- 136.- 0,09 m 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 137.- 0,32 m Margas.
- 138.- 0,30 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Graphoceras rudis* (Buckman)
- 139.- 0,39 m Margas.
- 140.- 0,32 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen abundantes ammonoideos: *Graphoceras concavum* (Sowerby)
- 141.- 0,60 m Margas. Presentan dos niveles discontinuos de calizas intercaladas.
- 142.- 0,20 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras pulchrum* (Buckman).
- 143.- 0,02 m Margas.
- 144.- 0,31 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 145.- 0,06 m Margas.
- 146.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* cf. *robustum* Buckman, *Graphoceras V-scriptum* (Buckman). Muestra de microfacies (Pr-146).
- 147.- 0,90 m Tramo margoso semicubierto.
- 148.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras limitatum* (Buckman).
- 149.- 0,23 m Margas.

- 150.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Graphoceras pulchrum* (Buckman), *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Docidoceras longalvum* (Vacek).
- 151.- 0,14 m Margocalizas.
- 152.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Graphoceras limitatum* (Buckman).
- 153.- 0,20 m Margas.
- 154.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 155.- 0,16 m Margas.
- 156.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 157.- 0,40 m Margas.
- 158.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 159.- 0,20 m Margas.
- 160.- 0,17 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Graphoceras pulchrum* (Buckman), *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Graphoceras cf. formosum* (Buckman), *Graphoceras V-scriptum* (Buckman), *Braunsina cf. elegantula* Buckman, *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman), *Euhoploceras sp.*, *Reynesella cf. juncta* Buckman.
- 161.- 0,16 m Margas.
- 162.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Haplopleuroceras inaequalicostatum* Gerard.
- 163.- 0,10 m Margas.
- 164.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 165.- 0,19 m Margas.
- 166.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Muestra de microfacies (Pr-166).
- 167.- 0,07 m Margas.
- 168.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Euhoploceras sp.*, *Braunsina sp.*
- 169.- 0,12 m Margocalizas. Aparecen ammonioideos: *Graphoceras sp.*, *Euhoploceras sp.*
- 170.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 171.- 0,05 m Margas.
- 172.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.
- 173.- 0,15 m Margas de colores claros.
- 174.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Euhoploceras sp.*, *Braunsina cf. futilis* Buckman, *Braunsina sp.*
- 175.- 0,12 m Margas.
- 176.- 0,10 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Braunsina cf. futilis* Buckman, *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman), *Haplopleuroceras sp.*, *Euhoploceras sp.*
- 177.- 0,15 m Margas.
- 178.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone* con colores negros. Muestra de microfacies (Pr-178).
- 179.- 0,17 m Margas.
- 180.- 0,22 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Hyperlioceras cf. occlusum* Buckman.
- 181.- 0,14 m Margas.
- 182.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.

5.5.3 MURO DE AGUAS

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada medio kilómetro al NNO de la localidad de Muro de Aguas, en el margen N de la carretera LR-487, a mitad de ladera (Fig. 5.85). Los datos bioestratigráficos proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985); Ureta (1988).

La columna se sitúa en la hoja número 281 (Cervera del Río Alhama) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 573.525 m; Y= 4.665.746 m.

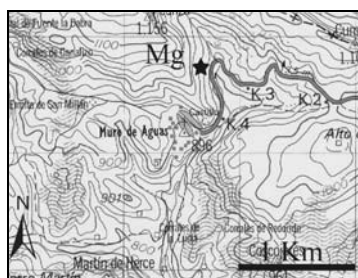


Figura 5.85. Situación geográfica de la sección de Muro de Aguas.

Bulard (1972) en su análisis estratigráfico del Jurásico Medio y Superior, mencionó la existencia del afloramiento. Goy y Ureta (1981) mediante el estudio de los ammonoideos realizaron una primera caracterización bioestratigráfica de la serie. Ureta Gil (1985) realizó la estratigrafía del corte, donde identificó la Facies 7 que propuso en su trabajo, así como la

caracterización bioestratigráfica detallada de la sección mediante el estudio de ammonoideos. Mertmann (1986) identificó un tipo de microfacies en esta sección: (F1, subtipo 1.2). Ureta (1988) refirió las diferencias existentes entre los materiales aalenenses de esta sección y otras cercanas del borde nororiental de la Sierra de los Cameros (con grandes potencias y presencia de discontinuidades únicamente en el límite Toarciense-Aalenense, permitiendo la caracterizaron de todas las biozonas del Aalenense) frente a las áreas más suroccidentales dentro del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (con espesores menores y presencia de muchas discontinuidades). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenenses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie aparece dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. Existe un predominio de los niveles calcáreos en la parte inferior de la serie, mientras que en la superior predominan las margocalizas. Este tipo de sedimentación se extiende, al menos, hasta el Bajociense inferior. El conjunto abarca desde la Zona Aalensis del Toarciense superior, hasta la Zona Discites del Bajociense inferior (Figs. 5.86 y 5.87).

Desde la base hasta el techo se desarrolla un tramo litológico caracterizado por la presencia de calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos plano-paralelos, que a veces son más ondulados y que dan un aspecto algo noduloso a la estratificación. Su textura es *wackestone-mudstone* y muestran un color gris oscuro o negro, que localmente puede ser rosado. Es una caliza fétida, bastante compacta que presenta abundantes nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro. En muchos niveles aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) reconociéndose los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Las margocalizas son grises oscuras, también muy compactas y poseen una estructura marcadamente lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonoideos que muestran frecuentemente las vueltas internas piritizadas o limonitizadas y las vueltas externas levemente deformadas por compactación, así como pelecípodos, braquiópodos y belemnites.

- 1.- 0,08 m Margas lajosas. Aparecen belemnites.
- 2.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro, grises por la alteración. En el techo del nivel se observa un nivel de removilización con conchas fragmentadas. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos, pelecípodos de tipo ostreido y belemnites.
- 3.- 0,08 m Margas lajosas.
- 4.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Aparecen ammonoideos y belemnites. Se reconoce *Cotteswoldia* sp.
- 5.- 0,10 m Margas lajosas.

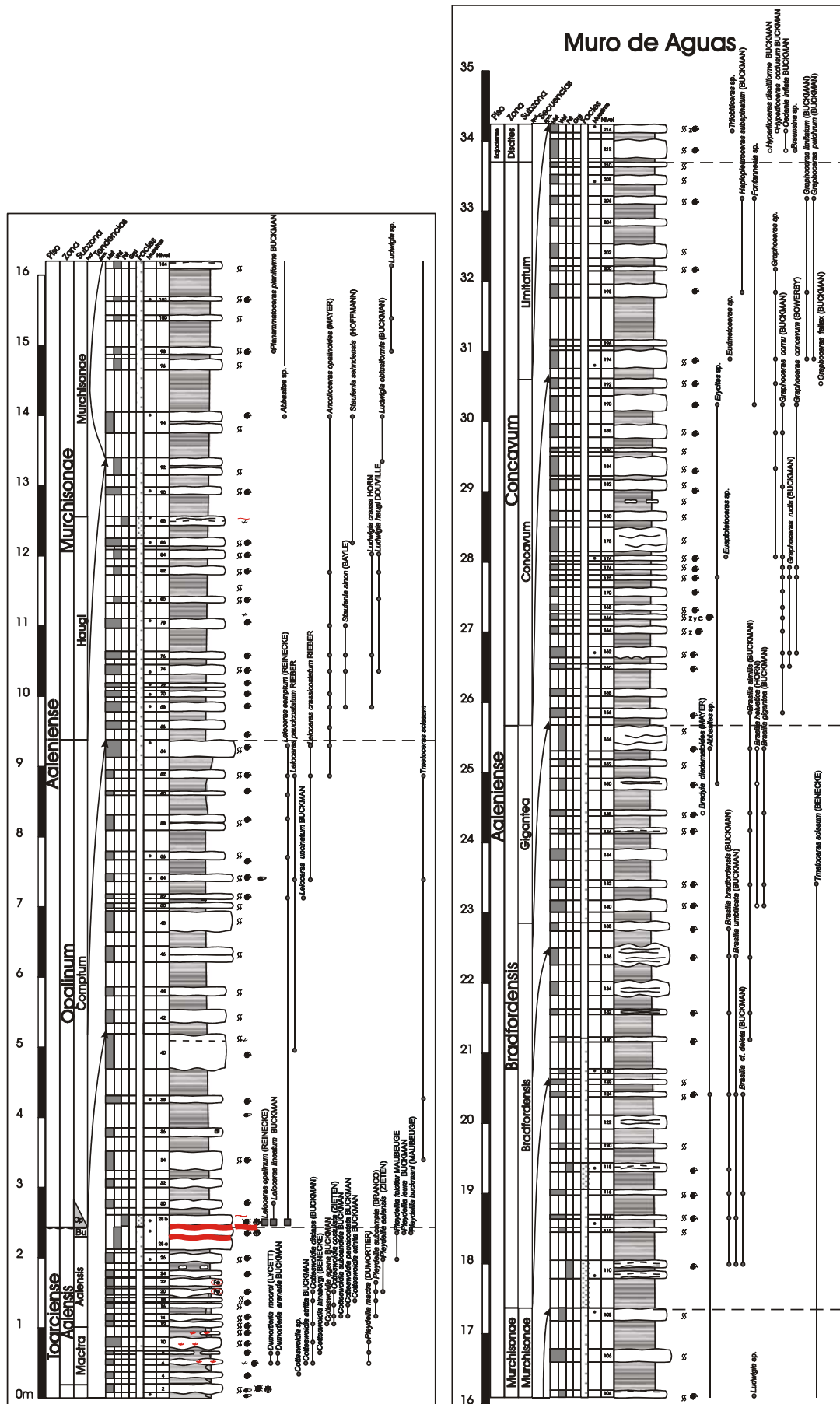


Figura 5.86. Columna estratigráfica de Muro de Aguas.



Figura 5.87. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la línea discontinua inferior la base.

6.- 0,08 m Caliza con textura *mudstone*. Aparecen fragmentos bioclásticos ferruginizados. Se reconocen *Dumortieria moorei* (Lycett), *Dumortieria arenaria* Buckman, *Cotteswoldia atritta* Buckman, *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Pleydellia* cf. *macra* (Dumortier).

7.- 0,07 m Margas lajosas.

8.- 0,05 m Calizas con textura *mudstone* de color negro, que conforman un nivel discontinuo. Aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen secciones de ammonoideos. Se reconocen *Dumortieria moorei* (Lycett), *Dumortieria arenaria* Buckman, *Cotteswoldia hinsbergi* (Benecke), *Pleydellia macra* (Dumortier).

9.- 0,06 m Margocalizas lajosas con nódulos calcáreos intercalados.

10.- 0,13-0,15 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* de color negro, que parecen más bioclásticas que las anteriores. Es un nivel muy irregular. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos ferruginizados y otros huecos. Se reconocen *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Pleydellia macra* (Dumortier).

11.- 0,15 m Margas con un nivel discontinuo y muy irregular de unos 0,04 m de calizas con *Chondrites*. Aparecen ammonoideos.

12.- 0,06-0,07 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen fragmentos bioclásticos, algunos de ellos ferruginizados. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Cotteswoldia egea* Buckmani, *Cotteswoldia costulata* (Zieten).

13.- 0,01 m Junta de estratificación margosa.

14.- 0,08-0,10 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* que presentan abundantes señales de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia subcandida* Buckman, *Cotteswoldia paucicostata* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco).

15.- 0,08 m Margas lajosas.

16.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* que presentan señales de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Cotteswoldia paucicostata* Buckman.

17.- 0,02 m Margas lajosas.

18.- 0,06 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Aparecen señales de bioturbación del icnogénero *Chondrites*, y ammonoideos: *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Cotteswoldia crinita* Buckman, *Pleydellia subcompta* (Branco).

19.- 0,04 m Margocalizas lajosas.

20.- 0,08-0,09 m Calizas fétidas con textura *mudstone* de color negro con nodulizaciones de hierro. Aparecen ammonoideos: *Cotteswoldia distans* (Buckman), *Cotteswoldia costulata* (Zieten), *Pleydellia subcompta* (Branco), *Pleydellia aalensis* (Zieten).

21.- 0,03-0,04 m Margocalizas lajosas.

22.- 0,12 m Calizas fétidas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen escasos nódulos ferruginosos. Aparecen ammonoideos: *Pleydellia subcompta* (Branco).

23.- 0,02-0,03 m Margas lajosas.

24.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen pelecípodos de concha fina y ammonoideos.

25.- 0,10 m Margas con un nivel discontinuo y noduloso calcáreo de unos 0,04 m.

26.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro. Se observan abundantes huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen fragmentos bioclastos ferruginizados y ammonoideos: *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Pleydellia falcifer* Maubeuge. Muestra de microfacies (Mg-26).

27.- 0,05 m Margas semicubiertas.

28.- 0,49 m Calizas con textura *wackestone-packstone*, negras y rojizas. Están estratificadas en dos niveles:

a) 0,32 m Calizas con textura *wackestone-packstone* separadas por un nivel margocalcáreo de un centímetro a 0,19 m de la base. Presentan colores amarillentos y rojizos. En los primeros 0,19 m hay

abundantes huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen bioclastos ferruginizados tanto horizontales, como verticales, entre los que se incluyen ammonoideos y fragmentos de concha de pelecípodos. Se aprecia una superficie erosiva antes del nivel margocalcáreo. En los siguientes 0,13 m aparecen ammonoideos, pelecípodos de concha fina y fragmentos bioclásticos. Se reconocen *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia leura* Buckman, *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), resedimentados. En el techo aparece una costra ferruginosa que representa una discontinuidad, cuya laguna estratigráfica abarca al menos la Subzona Opalinum, como muestran los ammonoideos infra- y suprayacentes. Muestra de microfacies (Mg-28 a).

b) 0,17 m Calizas con textura *packstone* con colores oscuros, enrojecidos. Aparecen abundantes bioclastos ferruginizados: ammonoideos, pelecípodos de concha fina, pelecípodos tipo ostreido y pectiniforme, y briozoos. Los ammonoideos aparecen reelaborados y se reconocen *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Leioceras lineatum* Buckman, *Leioceras comptum* (Reinecke). En el techo aparece una costra ferruginosa que corresponde con una pequeña discontinuidad. Muestra de microfacies (Mg-28 b).

29.- 0,10 m Margocalizas lajosas.

30.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos resedimentados: *Leioceras lineatum* Buckman.

31.- 0,17 m Margocalizas lajosas.

32.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone* de color negro.

33.- 0,12 m Margocalizas lajosas.

34.- 0,28 m Caliza margosa con textura *mudstone* de color negro con contactos graduales con los niveles adyacentes. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. También aparecen secciones de ammonoideos y escasos fragmentos ferruginizados de bioclastos de pequeño tamaño. Se reconocen *Tmetoceras scissum* (Benecke).

35.- 0,20 m Margocalizas lajosas.

36.- 0,13 m Caliza margosa con textura *mudstone*, de color negro con contactos graduales con los niveles adyacentes. Aparecen cristales euhedrales de pirita de tamaño milimétrico.

37.- 0,35 m Margocalizas lajosas. Aparecen belemnites.

38.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro con contactos graduales con los niveles adyacentes. Aparecen escasos bioclastos dispersos y fragmentados y ammonoideos: *Tmetoceras scissum* (Benecke). Muestra de microfacies (Mg-38)

39.- 0,38 m Margocalizas lajosas.

40.- 0,50 m Calizas con textura *mudstone*, de color negro con contactos graduales con los niveles adyacentes. En el techo del estrato aparece un pequeño nivel de removilización con mayor concentración de fragmentos bioclásticos. Aparecen abundantes bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber.

41.- 0,15 m Margocalizas lajosas.

42.- 0,19 m Calizas margosas con textura *mudstone* de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

43.- 0,20 m Margocalizas lajosas.

A partir de aquí, y hasta el nivel 54, los bancos calcáreos presentan cierto resalte, formando una pequeña cornisa.

44.- 0,13 m Calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

45.- 0,35 m Margocalizas lajosas.

46.- 0,23 m Calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro estratificadas en dos niveles. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

47.- 0,15 m Margocalizas semicubiertas.

48.- 0,20 m Calizas semicubiertas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

49.- 0,30 m Margocalizas semicubiertas.

50.- 0,04 m Calizas margosas fétidas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparece algún bioclasto disperso.

51.- 0,07 m Margas semicubiertas.

52.- 0,05-0,07 m Calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras uncinatum* Buckman.

53.- 0,18 m Margocalizas lajosas.

- 54.-0,11 m Calizas fétidas con textura *mudstone*, de color negro. Se observan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen belemnites y ammonioideos: *Leioceras paucicostatum* Rieber, *Leioceras crassicostatum* Rieber, *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 55.-0,20 m Margas lajosas.
- 56.- 0,10-0,13 m Calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 57.- 0,30 m Margas.
- 58.- 0,22 m Calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro. Se estratifican en dos niveles separados entre si por un nivel más margoso. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke)
- 59.- 0,28-0,30 m Margas semicubiertas.
- 60.- 0,06 m Calizas semicubiertas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke).
- 61.- 0,18 m Margas.
- 62.- 0,12 m Calizas nodulosas con textura *mudstone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras paucicostatum* Rieber, *Leioceras crassicostatum* Rieber, *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Tmetoceras scissum* (Benecke).
- 63.- 0,18 m Margocalizas.
- 64.- 0,25 m Calizas nodulosas con textura *wackestone-mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y *Zoophycos*. También se encuentran ammonioideos: *Leioceras comptum* (Reinecke), *Leioceras crassicostatum* Rieber, *Ancolioceras opalinoides* (Mayer). Muestra de microfacies (Mg-64).
- 65.- 0,15 m Margocalizas lajosas. Aparecen ammonioideos
- 66.- 0,12 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer).
- 67.- 0,13 m Margas lajosas.
- 68.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* de color negro. Aparecen ammonioideos.
- 69.- 0,07 m Margocalizas lajosas. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Staufenia sinon* (Bayle), *Ludwigia crassa* Horn.
- 70.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer).
- 71.- 0,05 m Margocalizas lajosas.
- 72.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, de color negro. Aparecen ammonioideos.
- 73.- 0,12 m Margas lajosas.
- 74.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Se reconocen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Staufenia sinon* (Bayle), *Ludwigia haugi* Douville.
- 75.- 0,08 m Margocalizas.
- 76.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, de color negro. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Staufenia sinon* (Bayle), *Ludwigia crassa* Horn.
- 77.- 0,33 m Margas.
- 78.-0,14-0,15 m Calizas nodulosas con textura *wackestone-mudstone* de color negro. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Staufenia sinon* (Bayle).
- 79.- 0,22 m Margas compactas bioclásticas.
- 80.- 0,09 m Caliza con textura *wackestone*, formando un nivel muy irregular. Aparecen belemnites y ammonioideos: *Ludwigia haugi* Douville. Muestra de microfacies (Mg-80).
- 81.- 0,31 m Margas. Se reconocen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 82.- 0,12 m Calizas margosas con textura *wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Ludwigia haugi* Douville.
- 83.- 0,10-0,12 m Margocalizas.
- 84.- 0,13-0,14 m Calizas margosas con textura *wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Ludwigia crassa* Horn, *Ludwigia haugi* Douville.
- 85.- 0,05 m Margas lajosas.
- 86.- 0,11-0,12 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonioideos: *Staufenia sehndensis* (Hoffmann). Muestra de microfacies (Mg-86).
- 87.- 0,18 Margocalizas lajosas.
- 88.- 0,13 m Calizas con textura *packstone*, con fragmentos de conchas y otros restos bioclásticos alterados. Nivel de removilización. Muestra de microfacies (Mg-88).

A partir de aquí y hasta el nivel 130, se observa un predominio de los niveles margosos sobre los calcáreos.

- 89.- 0,31 m Margocalizas.
- 90.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone-mudstone*, de color negro. Se observan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos.
- 91.- 0,17 m Margocalizas.
- 92.- 0,25 m Nivel doble de calizas margosas con textura *wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia obtusiformis* (Buckman).
- 93.- 0,35 m Margocalizas.
- 94.- 0,30 m Nivel doble de calizas margosas con textura *mudstone*, de color negro. Se observan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Ancolioceras opalinoide* (Mayer), *Staufenia sehndensis* (Hoffmann), *Ludwigia obtusiformis* (Buckman), *Abbasites* sp.
- 95.- 0,60 m Margocalizas.
- 96.- 0,16 m Calizas margosas con textura *wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Se reconoce *Ludwigia* sp.
- 97.- 0,06 m Margocalizas.
- 98.- 0,11 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro. Se observan trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Planammatoceras planiforme* Buckman.
- 99.- 0,37 m Margocalizas lajosas.
- 100.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone*, de color negro. Se observan trazas de bioturbación. Aparecen ammonoideos: *Ludwigia* sp.
- 101.- 0,20 m Margocalizas lajosas.
- 102.- 0,07 m Calizas margosas con textura *wackestone*, de color negro. Se observan trazas de bioturbación. Aparecen secciones de ammonoideos.
- 103.- 0,40 m Margocalizas.
- 104.- 0,10 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*, que presentan en la parte superior del nivel un nivel de removilización con una concentración de bioclastos de pequeño tamaño. Se observan trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen fragmentos de bioclastos y ammonoideos: *Ludwigia* sp.
- 105.- 0,40 m Margocalizas lajosas.
- 106.- 0,19 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*, de colores oscuros. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 107.- 0,40 m Margocalizas.
- 108.- 0,15 m Calizas con textura *wackestone*, que contienen abundantes ammonoideos resedimentados. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 109.- 0,45 m Margocalizas.
- 110.- 0,26 Nivel doble de calizas con textura *packstone*. Miden respectivamente 0,09 y 0,10 m y están separados por un nivel de margocalizas compactas de 0,06 m. Ambos corresponden a niveles de removilización, en los cuales aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman).
- 111.- 0,40 m Margocalizas semicubiertas.
- 112.- 0,07 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*, de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 113.- 0,12 m Margocalizas. Aparecen braquiópodos rinconélidos.
- 114.- 0,06 m Calizas con textura *wackestone-mudstone* de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Se reconocen *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman).
- 115.- 0,28 m Margocalizas.
- 116.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone* de color negro. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman).
- 117.- 0,25 m Margocalizas.
- 118.- 0,11-0,13 m Calizas con textura *packstone* con numerosos fragmentos bioclásticos. Corresponde con un nivel de removilización en el cual aparecen fragmentos de conchas y ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman). Muestra de microfácies (Mg-118).
- 119.- 0,20 m margocalizas.
- 120.- 0,08 m Calizas nodulosas con textura *wackestone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 121.- 0,20 m Margocalizas.
- 122.- 0,20 m Calizas nodulosas muy alteradas, que presentan textura *wackestone*.
- 123.- 0,26 m Margocalizas.

- 124.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Presentan bioturbaciones ferruginizadas. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman), *Brasilia* cf. *deleta* (Buckman), *Abbasites* sp.
- 125.- 0,10 m Margocalizas.
- 126.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Presentan bioturbaciones ferruginizadas.
- 127.- 0,38 m Margocalizas.
- 128.- 0,07 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen braquiópodos rinconélidos y fragmentos de concha, así como ammonoideos. Los bioclastos aparecen a menudo ferruginizados.
- 129.- 0,32 m Margocalizas.
- 130.- 0,08 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas. Aparecen pequeños pelecípodos de concha fina y ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman).
- 131.- 0,19 m Margocalizas.
- 132.- 0,20 m Calizas muy nodulosas con textura *mudstone*. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman).
- 133.- 0,24 m Margocalizas.
- 134.- 0,12 m Calizas muy nodulosas con textura *mudstone*. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel. Entre estos se reconocen pelecípodos endobentónicos de pequeño tamaño y moldes de ammonoideos.
- 135.- 0,15 m Margocalizas.
- 136.- 0,17 m 0,18 m Calizas muy nodulosas con textura *mudstone*. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman), *Brasilia umbilicata* (Buckman), *Brasilia similis* (Buckman).
- 137.- 0,18 m Margocalizas.
- 138.- 0,11 m Calizas muy nodulosas con textura *mudstone*. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel. Aparecen ammonoideos: *Brasilia bradfordensis* (Buckman).
- 139.- 0,28 m Margocalizas.
- 140.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Brasilia gigantea* (Buckman), *Brasilia* cf. *helvetica* (Horn).
- 141.- 0,22 m Margocalizas.
- 142.- 0,07 m Calizas margosas con textura *wackestone-mudstone*. Presentan bioturbaciones ferruginizadas. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman).
- 143.- 0,18 m Margocalizas.
- 144.- 0,09 m Calizas margosas con textura *wackestone-mudstone*. Presenta más fragmentos bioclásticos en el techo del nivel.
- 145.- 0,28 m Margocalizas.
- 146.- 0,18 m Calizas margosas con textura *wackestone-mudstone*. En la mitad aparece un nivel de removilización, bastante bioturbado, con trazas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman).
- 147.- 0,20 m Margocalizas.
- 148.- 0,19 m Calizas margosas con textura *wackestone-mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia gigantea* (Buckman), *Bredyia* cf. *diadematoidea* (Mayer).
- 149.- 0,25 m Margocalizas.
- 150.- 0,16 m Calizas con textura *wackestone* con bioclastos ferruginizados, aunque estos aparecen de forma poco abundante. Parece estar algo removilizado el nivel. Aparecen ammonoideos: *Erycites* sp., *Brasilia* cf. *helvetica* (Horn).
- 151.- 0,17 m Margocalizas.
- 152.- 0,10 m Calizas con textura *wackestone* bioturbadas.
- 153.- 0,12 m Margocalizas.
- 154.- 0,37 m Calizas con textura *wackestone* bioclásticas y bioturbadas. Aparecen braquiópodos rinconélidos y ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Brasilia* cf. *helvetica* (Horn), *Brasilia gigantea* (Buckman), *Abbasites* sp.
- 155.- 0,11 m Margocalizas.
- 156.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen ammonoideos: *Brasilia similis* (Buckman), *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 157.- 0,17 m Margocalizas.
- 158.- 0,11 m Calizas margosas con textura *mudstone-wackestone* enrojecidas.
- 159.- 0,28 m Margocalizas.
- 160.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras rudis* (Buckman).

- 161.- 0,09 m Margocalizas.
- 162.- 0,16 m Calizas con textura *mudstone-wackestone*. Aparecen tubos de bioturbación de mayor diámetro (unos 5 milímetros) que los vistos anteriormente. Algunos de ellos muestran cierto refuerzo en la pared. Aparecen como epi-relieves en la base del estrato. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras rudis* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby). Muestra de microfacies (Mg-162).
- 163.- 0,18 m Margocalizas.
- 164.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Zoophycos*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 165.- 0,09 m Margocalizas.
- 166.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones de los icnogéneros *Zoophycos* y *Chondrites*, estos últimos en la parte superior del estrato. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 167.- 0,05 m Margocalizas.
- 168.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 169.- 0,11 m Margocalizas semicubiertas.
- 170.- 0,13 m Calizas semicubiertas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 171.- 0,10 m Margocalizas semicubiertas.
- 172.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras rudis* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Erycites* sp.
- 173.- 0,07 m Margocalizas.
- 174.- 0,08 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras rudis* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby).
- 175.- 0,05 m Margocalizas.
- 176.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras* sp., *Euaptotetoceras* sp.
- 177.- 0,06 m Margocalizas.
- 178.- 0,35 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 179.- 0,09 m Margocalizas.
- 180.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen moldes externos de ammonoideos.
- 181.- 0,30 m Margocalizas con nódulos calcáreos que están bioturbadas. Estas bioturbaciones pertenecen al icnogénero *Chondrites*.
- 182.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* y galerías horizontales. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman).
- 183.- 0,05 m Margocalizas.
- 184.- 0,28 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* sp.
- 185.- 0,06 m Margocalizas.
- 186.- 0,15 m Calizas con textura *mudstone*, estratificadas en dos niveles. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 187.- 0,19 m Margocalizas. Aparecen ammonoideos.
- 188.- 0,18 m Calizas con textura *mudstone*. Se observan bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos muy recristalizados, posiblemente debido a la presencia de una diaclasa en este nivel. Se reconocen *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras* sp.
- 189.- 0,22 m Margocalizas.
- 190.- 0,11 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras cornu* (Buckman), *Graphoceras concavum* (Sowerby), *Erycites* sp., *Fontannesia* sp.
- 191.- 0,14 m Margocalizas lajosas.
- 192.- 0,14 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* sp., *Graphoceras* cf. *fallax* (Buckman).
- 193.- 0,14 m Margocalizas.
- 194.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* sp., *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Graphoceras pulchrum* (Buckman), *Eudmetoceras* sp. Muestra de microfacies (Mg-194).
- 195.- 0,06 m Margocalizas.
- 196.- 0,09 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.

- 197.- 0,60 m Margocalizas.
- 198.- 0,19 m Calizas semicubiertas. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* sp., *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman).
- 199.- 0,19 m Margocalizas.
- 200.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras* sp.
- 201.- 0,11 m Margocalizas.
- 202.- 0,21 m Calizas con textura *mudstone*.
- 203.- 0,25 m Margocalizas.
- 204.- 0,11 m Margocalizas compactas.
- 205.- 0,20 m Margocalizas.
- 206.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Graphoceras limitatum* (Buckman), *Graphoceras pulchrum* (Buckman), *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman), *Fontannesia* sp.
- 207.- 0,17 m Margocalizas.
- 208.- 0,13 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Muestra de microfacies (Mg-208).
- 209.- 0,11 m Margocalizas.
- 210.- 0,07 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*.
- 211.- 0,05 m Margocalizas.
- 212.- 0,28 m Calizas con textura *mudstone*. Aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*. Aparecen ammonoideos: *Braunsina* sp. *Hyperlioceras* cf. *discitifforme* Buckman, *Oedania* cf. *inflata* Buckman.
- 213.- 0,09 m Margocalizas.
- 214.- 0,12 m Calizas con textura *mudstone*. Se observan bioturbaciones de los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Aparecen pecelípodos de concha fina. Aparecen ammonoideos: *Trilobiticeras* sp. *Hyperlioceras* cf. *occlusum* Buckman, *Oedania* cf. *inflata* Buckman. Muestra de microfacies (Mg-214).

5.5.4 FUENTES DE ÁGREDA

Situación y antecedentes.

Esta sección ha sido levantada aproximadamente a dos kilómetros al SE de la localidad de Fuentes de Ágrede, tomando el camino del cementerio (Ermita de San Roque). A unos 20 metros de éste, hay un camino a la izquierda que baja al río y sube por la ladera (Fig. 5.88). Se ha seleccionado este afloramiento como sección complementaria de apoyo.

La columna se sitúa en la hoja número 351 (Ólvega) a E. 1:50.000. Coordenadas U.T.M. de la base: X= 590.550 m; Y= 4.628.750 m.

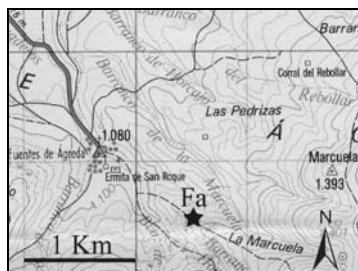


Figura 5.88. Situación geográfica de la sección de Fuentes de Ágrede.

El corte fue citado por Mertmann (1986) ubicándolo en un punto cercano al aquí estudiado. Identificó un tipo de microfacies: (F1, subtipo 1.3). Goy y Ureta (1990) analizaron las variaciones en la distribución espacial y temporal de los materiales aalenienses situados en el ámbito de la Cordillera Ibérica incluyendo esta sección.

Descripción litológica y contenido fósil.

La base de la serie se sitúa dentro de la alternancia rítmica calcáreo margosa del Toarciense superior. Existe un predominio de los niveles calcáreos en la parte inferior de la serie, mientras que en la superior predominan las margocalizas. Debido a las malas condiciones del afloramiento, con abundantes tramos cubiertos y semicubiertos, se ha descrito la sección de forma general, midiendo espesores de tramos, en vez de hacerlo nivel a nivel, como en el resto de secciones. En los puntos donde se ha podido medir los niveles se ha procedido como en el resto de los cortes (Figs. 5.89 y 5.90).

Desde la base hasta el techo se desarrolla un tramo litológico caracterizado por presentar calizas estratificadas en bancos decimétricos compactos con contactos plano-paralelos, que a veces son más ondulados y que dan un aspecto algo noduloso a la estratificación. Su textura es *wackestone-mudstone* y presentan un color gris oscuro o negro. Las margocalizas son grises oscuras, también muy compactas y poseen una estructura marcadamente lajosa.

Tramo 1: 0,30 m. Calizas con textura *wackestone* negras, con desarrollo de un *hard-ground* a techo del estrato que conforma una discontinuidad, a la que aparece vinculada una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Opalinum, como marcan los ammonoideos que aparecen en los estratos circundantes. En este nivel aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados; se reconocen *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), *Pleydellia falcifer* Maubeuge, *Pleydellia aalensis* (Zieten).

Tramo 2: 0,20 m. Calizas con textura *wackestone* negras con desarrollo de un *hard-ground* a techo del estrato, que representa una discontinuidad. Se reconoce *Leioceras comptum* (Reinecke).

Tramo 3: 1,60 m. Alternancia de calizas y margocalizas, las primeras con un espesor medio de 15 centímetros y las segundas entre 12 y 15 centímetros. En la base del tramo las margocalizas son más potentes. La textura es *mudstone*. Se reconoce *Leioceras comptum* (Reinecke) en el primer estrato y en el tercero del tramo.

Tramo 4: 2,80 m. Tramo cubierto con derrubio.

Tramo 5: 3,50 m. Alternancia de calizas y margocalizas muy compactas, que generan cierto resalte topográfico. La textura es *mudstone*. Se reconoce *Ludwigia?* en el primer estrato del tramo.

Tramo 6: 9,60 m. Tramo semicubierto con derrubio. Aparecen alternancias de calizas y margocalizas parcialmente visibles. La base del tramo es más bioclástica, con textura *mudstone-wackestone*, y el resto muestra textura *mudstone*. Se reconoce *Brasilia bradfordensis* (Buckman) a unos 2,5 m de la base del tramo.

Tramo 7: 3,20 m. Alternancia de calizas y margocalizas en niveles decimétricos. La textura es *mudstone*.

Tramo 8: 1,60 m. Alternancia de calizas y margocalizas en niveles decimétricos. Las calizas aparecen en niveles nodulosos. La textura es *mudstone*. Se reconoce *Graphoceras* sp. (rodado) en el techo del tramo.

Tramo 9: 1,60 m. Alternancia de calizas y margocalizas en niveles decimétricos. Los bancos son más potentes que en el tramo anterior. La textura es *mudstone*.

Tramo 10: 2,60 m. Alternancia de calizas y margocalizas en niveles decimétricos. Las calizas aparecen en bancos tabulares. La textura es *mudstone*.

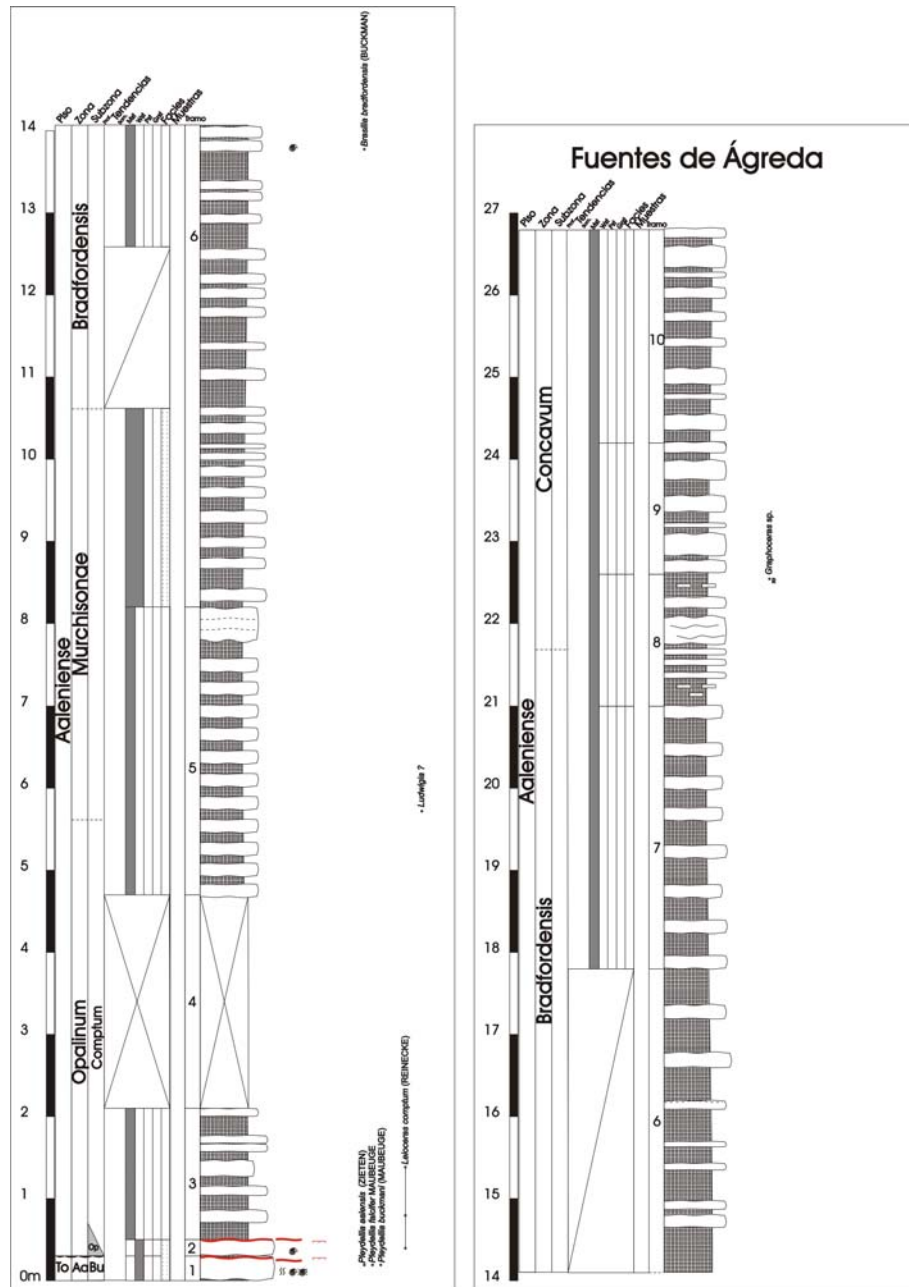


Figura 5.89. Columna estratigráfica de Fuentes de Ágreda.

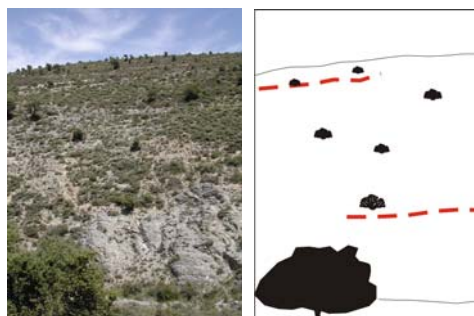


Figura 5.90. Fotografía del afloramiento y esquema explicativo. La línea roja discontinua superior marca el techo y la línea discontinua inferior la base.

6.1 BIOESTRATIGRAFÍA DE AMMONOIDEOS

Las asociaciones de ammonoideos reconocidas en el área de estudio incluyen taxones Norte Europeos (Leioceratinae, Graphoceratinae), que son fácilmente referidos en la Escala Estándar de zonas, y también se reconocen taxones Mediterráneos (Hammatoceratinae, Erycitidae). La sucesión de estas asociaciones ha permitido reconocer todas las subzonas de la Zona Aalensis del Toarciense Superior, todas las zonas y subzonas del Aalenense y las dos Zonas basales del Bajociense Inferior. Estas asociaciones son muy parecidas a las encontradas previamente en el área de estudio (Goy, 1974; Ureta, 1977, Goy y Ureta, 1981; Ureta, 1985; Fernández-López, 1985; Ureta y Goy, 1986; Goy y Ureta, 1987, 1990; Henriques *et al.*, 1996; Cresta *et al.*, 2001). Al final del capítulo se incluyen cinco láminas con fotografías de los ammonoideos característicos de cada Zona bioestratigráfica, y un cuadro sintético de la zonación propuesta (Fig. 6.1).

Zonación Estándar. Las asociaciones de ammonoideos reconocidas en el área de estudio justifican el uso de las siguientes unidades bioestratigráficas.

6.1.1 ZONA AALENSIS

Aparece en todos los sectores estudiados, normalmente con espesores en torno a un metro. Se reconocen ammonoideos que pertenecen a las subfamilias Grammoceratinae, y Hammatoceratinae. Se ha citado un ejemplar de Tmetoceratinae. Esta zona se caracteriza por la sucesión de especies del género *Pleydellia*. Se han identificado tres subzonas: Mactra, Aalensis y Buckmani.

-Subzona Mactra. Aparece en todos los sectores estudiados. La base se marca con la primera aparición de *Cotteswoldia*. En muchas secciones este género es dominante y se asocia con los últimos representantes del género *Dumortieria* (*D. moorei* y *D. arenaria*). El primer representante del género *Pleydellia*, *P. mactra* es la especie índice de esta Subzona, se distribuye en las partes inferior y media de esta Subzona, siendo reemplazada por *P. subcompta* en la parte superior.

-Subzona Aalensis. Aparece en todos los sectores estudiados. Esta Subzona comienza con la aparición de *P. aalensis*, cuyo rango abarca toda la Subzona. En la parte inferior de la Subzona, aparece junto con *P. subcompta*, mientras que *P. falcifer* es característica de la parte superior. *P. fluens* puede aparecer también esporádicamente. El género *Pleydellia* es claramente dominante en esta Subzona, mientras que el de *Cotteswoldia* es relativamente escaso y sus últimos representantes (*C. attrita*, *C. costulata* y *C. hinsbergi*), desaparecen casi simultáneamente con *P. subcompta*.

-Subzona Buckmani. Aparece en los sectores Suroccidental y Noroccidental en todas las secciones. En el Sector Suroriental aparece en todas las secciones con la excepción de Ciria, y lo mismo sucede en el Sector Nororiental, siendo la excepción la sección de Jubera. El primer registro de la especie índice, *P. buckmani*, marca la base de esta Subzona. Esta especie aparece en toda la Subzona, alcanzando la base de la siguiente. Otras especies presentes son *P. falcifer* y *P. leura*. La primera coexiste con *P. buckmani* en la parte inferior, siendo reemplazada por *P. leura* en el resto de la Subzona. El primer representante de los Hammatoceratinae, *Bredyia subinsignis*, aparece en esta Subzona. Esta especie es una forma típica y característica de la transición Toarciense-Aalenense. El

primer representante de Tmetoceratinae, *Tmetoceras scissum*, aparece en esta Subzona, si bien esta especie es más abundante en la parte superior de la Zona Opalinum.

6.1.2 ZONA OPALINUM

Aparece en todos los sectores estudiados, mostrando una gran variación de espesor (1-8 m). Se reconocen ammonoideos que pertenecen a las subfamilias Leioceratinae, Hammatoceratinae, Tmetoceratinae y se ha encontrado un ejemplar perteneciente a Grammoceratinae (Bo II-20a). La zona se caracteriza por la sucesión de especies pertenecientes al género *Leioceras*. Se han identificado dos subzonas: Opalinum y Comptum.

- Subzona Opalinum. Aparece en los sectores Suroccidental y Noroccidental, mostrando en todas las secciones escaso desarrollo. En el Sector Suroriental, únicamente se reconoce en la sección de Malanquilla. En el Sector Nororiental no hay registro de esta Subzona. La base se marca con la aparición de los primeros representantes del género *Leioceras*, que coexisten con los últimos representantes del género *Pleydellia* (*P. buckmani* y *P. leura*). La especie *L. opalinum* aparece en la base y tiene un rango bioestratigráfico que se extiende hasta la base de la Subzona Comptum. En la parte inferior de la Subzona se asocia con *L. lineatum*, y en la superior a *L. lineatum*, *L. plicatum* y *L. undatum*. Durante esta Subzona sigue apareciendo *Bredya subinsignis*.

- Subzona Comptum: Esta Subzona aparece en todos los sectores estudiados, mostrando una gran variación en cuanto a su desarrollo. Comienza con la primera aparición de *L. comptum*, que es claramente la especie dominante, pero que muestra una marcada variabilidad morfológica, en las que aparecen ejemplares desde completamente estriados hasta completamente costulados. Esta especie aparece asociada en los niveles inferiores de la Subzona con *L. uncinatum*, y en un único caso con *L. costosum* (Bo II-20 sup.). En los superiores se asocia con *L. paucicostatum* y *L. crassicostatum*. Los primeros representantes de *Ancolioceras opalinoides* coexisten con los últimos *L. comptum* en techo Subzona. Los primeros representantes de *Staufenia sinon* (Cn-30, Pr-16) también aparecen en la parte superior de la Subzona. La especie *Tmetoceras scissum* permanece, apareciendo con mayor frecuencia en los niveles superiores de la Subzona. Esta especie persiste hasta la zona Bradfordensis, con el registro de un único ejemplar en todo el área de estudio (Ureta Gil, 1985). Respecto a los Hammatoceratinae, en la parte inferior de la Subzona sigue apareciendo frecuentemente *B. subinsignis*, y de forma puntual aparece *Bredya fuentelsazensis* (Bo II-20 inf., Qv-16). Aparecen por primera vez *Planammatoceras planinsigne* en la parte superior de la subzona. Se reconoce un ejemplar de Grammoceratinae del género *Vacekia* (Bo II-20 inf.) en la parte inferior de la subzona. El único *Lytoceras* encontrado (MI-14), aparece en la parte superior de la Subzona. Aparece un ejemplar de *Euaptetoceras* (Tj-30).

6.1.3 ZONA MURCHISONAE

Esta zona está particularmente bien representada en el Sector Nororiental (5-8 m) donde se han podido establecer con precisión las subzonas Haugi y Murchisonae. En el resto de sectores la resolución bioestratigráfica, únicamente permite reconocer el intervalo correspondiente con el conjunto Murchisonae-Bradfordensis. Se reconocen ammonoideos que pertenecen a las subfamilias Graphoceratinae y Hammatoceratinae. Esta Zona se caracteriza por la aparición y desarrollo del género *Ludwigia*.

- Subzona Haugi. Se reconoce en el sector Nororiental. La base de la Subzona se caracteriza por la presencia de los primeros representantes de los Graphoceratinae, *Ludwigia haugi* y *L. crassa*, que coexisten con *Ancolioceras opalinoide*s. También aparecen asociados en el Sector Nororiental con ejemplares de *Staufenia sinon*. En la parte superior de la Subzona se encuentra *Ludwigia obtusiformis*. Los Hammatoceratinae que ya aparecían en la Subzona anterior, como *Bredyia* o *Planammatoceras*, también están presentes.

- Subzona Murchisonae. Se reconoce esta Subzona en el sector Nororiental. La especie índice de esta Subzona es *Ludwigia murchisonae*. Aparece asociada a *L. subtuberculata* y *B. obtusiformis* y a *Staufenia sehdensis*. Con respecto a los Hammatoceratinae, se reconoce la presencia de *Planammatoceras* y *Abbasites*. Continúa el registro de *Euaptetoceras*.

6.1.4 ZONA BRADFORDENSIS

Se reconoce esta Subzona en el sector Nororiental (6-9 m), donde se han podido establecer con precisión las subzonas Bradfordensis y Gigantea. En el resto de sectores la resolución bioestratigráfica, únicamente permite reconocer el intervalo correspondiente con el conjunto Murchisonae-Bradfordensis. Se reconocen ammonoideos que pertenecen a las subfamilias Graphoceratinae y Hammatoceratinae. Esta Zona se caracteriza por la aparición y desarrollo del género *Brasilia*.

- Subzona Bradfordensis. Se reconoce en el sector Nororiental. Esta Subzona se caracteriza por la presencia de la especie índice *Brasilia bradfordensis*, que aparece asociada con *B. umbilicata* y *B. cf. deleta*, aunque en la parte superior de la Subzona pueden aparecer con *B. gigantea* y *B. similis*. También aparecen asociados los géneros *Abbasites* y *Planammatoceras* (*P. planiforme*). Se ha encontrado un ejemplar de *Spinammatoceras tenax* (Mv-44).

- Subzona Gigantea. Se reconoce esta Subzona en el sector Nororiental. La especie índice, *B. gigantea*, junto con *B. similis*, son las especies más frecuentes en esta Subzona. Junto a ellas se encuentra *B. cf. helvetica*, y los Hammatoceratinae *Bredyia cf. diadematoide*s, *Euaptetoceras*, y en el techo *Eudmetoceras*. Se encuentran también en la Subzona *Erycites* y *Abbasites*.

6.1.5 ZONA CONCAVUM

Se reconoce en todos los sectores. Esta Zona está bien desarrollada en el Sector Nororiental (~8 m), habiéndose podido identificar con precisión las subzonas Concavum y Limitatum. En el resto de sectores principalmente aparece registro de la Subzona Concavum, constatándose una laguna correspondiente a la Subzona Limitatum, y con un rango de espesores que varían entre 0,2 y 3 m. Se reconocen ammonoideos que pertenecen a las subfamilias Graphoceratinae y Hammatoceratinae. Su límite inferior queda marcado por la primera aparición del género *Graphoceras*, que se extiende hasta el Bajociense basal.

- Subzona Concavum. Se reconoce esta Subzona en todos los sectores, si bien, en las secciones de Piedrahita de Muñó y Castrovido está ausente. Se caracteriza por la presencia de *Graphoceras concavum*, asociado con *G. rudis* y *G. cornu*. En la parte inferior de la Subzona se encuentran asociados con *Bredyia diadematoide*s, *Euaptetoceras* (que desaparecen en esta Subzona) y con un

ejemplar de *Emileites*, en la sección de Rabanera del Pinar. En la parte superior aparecen junto a *G. cf. robustum*. En el techo de la Subzona desaparecen junto con *Erycites* y son sustituidos por *G. pulchrum* (especie que se extiende hasta el Bajociense Basal), por *G. V-scriptum* y *G. cf. fallax*. También aparece *Eudmetoceras*, que continúa hasta la base de la Subzona Limitatum. Cerca de la base aparece *Fontannesia* continuando hasta el Bajociense basal.

-Subzona Limitatum. Se reconoce esta Subzona únicamente en el sector Nororiental y en las secciones de Tejada (Sector Suroccidental, banda meridional) y Borobia II (Sector Suroriental, banda oriental). El límite inferior se marca con la aparición de la especie índice *G. limitatum*. Aparece asociada a *G. pulchrum*, *G. V-scriptum*, *G. cf. fallax*, y *G. cf. formosum* (esta última especie, sólo está presente en la parte superior de la Subzona). También se encuentran los géneros *Fontannesia*, *Reynesella* y *Braunsina*, apareciendo cerca de la base. En la parte alta de la Subzona aparecen los primeros representantes de *Haplopleuroceras*, con las especies *H. subspinatum* y *H. inaequalicostatum*, junto con los primeros representantes del género *Euhoploceras*. En la parte inferior de la Subzona, en la sección de Préjano, aparece un único ejemplar de *Docidoceras*. Se encuentran ejemplares de *Poecilomorphus* en la parte intermedia de la Subzona.

6.1.6 ZONA DISCITES

Esta Zona aparece en todos los sectores, con un desarrollo variable (0,2 -2m). La base se marca con la aparición del género *Hyperlioceras* (en el sentido de Ureta Gil (1985)). Junto a este aparecen asociados *Braunsina*, *Fontannesia*, *Euhoploceras*, *Oedania cf. inflata*, *Haplopleuroceras mundum*, *Trilobiticeras*, *Sonninia*, *Reynesella* y los últimos representantes del género *Graphoceras* (*G. pulchrum*).

6.1.7 ZONA LAEVIUSCULA

Esta Zona aparece en todos los sectores. Aparecen los géneros *Witchellia* y *Pelekodites*. Siguen apareciendo *Fontannesia* e *Emileites*.

LÁMINAS AMMONOIDEOS

* Las fotografías de los ejemplares han sido realizadas por Carlos Alonso Recio.

* Todas las figuras aparecen a escala 1:1 (tamaño real).

* Las flechas que aparecen en las láminas indican el comienzo de la cámara de habitación de los ejemplares.

Lámina 1 (Zona Aalensis)

Fig. 1.- *Cotteswoldia limatula* Buckman, Ap-2b/2. Fragmacono (?). Subzona Aalensis.

Fig. 2.- *Cotteswoldia costulata* (Zieten), Bo II-4/2. Cámara de habitación. Microconcha. Subzona Mactra.

Fig. 3.- *Cotteswoldia egena* Buckman, Ap-2b/3. Fragmacono. Subzona Mactra.

Fig. 4.- *Cotteswoldia costulata* (Zieten), Pi-4/1. Cámara de habitación. Microconcha. Subzona Aalensis.

Fig. 5.- *Pleydellia mactra* (Dumortier), Ci-2/1. Probable cámara de habitación. Subzona Mactra.

Fig. 6.- *Pleydellia subcompta* (Branco), Bo II-8/1. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Microconcha. Subzona Mactra.

Fig. 7.- *Pleydellia aalensis* (Zieten), Bo II-12/3. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Microconcha. Subzona Aalensis.

Fig. 8.- *Pleydellia aalensis* (Zieten), Bo I-2/1. Fragmacono (?). Subzona Aalensis.

Fig. 9.- *Pleydellia aalensis* (Zieten), Pz-2b/1. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Subzona Aalensis.

Fig. 10.- *Pleydellia aalensis* (Zieten), Bo II-12/2. Adulto con fragmacono y parte de cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Aalensis.

Fig. 11.- *Pleydellia falcifer* Maubeuge, Bo I-4/1. Adulto (?) con cámara de habitación. Subzona Aalensis.

Fig. 12.- *Pleydellia falcifer* Maubeuge, Bo I-6b/2. Juvenil (?) con parte de cámara de habitación (?). Subzona Buckmani.

Fig. 13.- *Pleydellia falcifer* Maubeuge, Bo II-16/1. Juvenil con cámara de habitación. Microconcha (?). Subzona Aalensis.

Fig. 14.- *Pleydellia leura* Buckman, Bo I-6b/3. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Microconcha (?). Subzona Buckmani.

Fig. 15.- *Pleydellia buckmani* (Maubeuge), Bo I-6b/1. Juvenil con cámara de habitación. Subzona Buckmani.

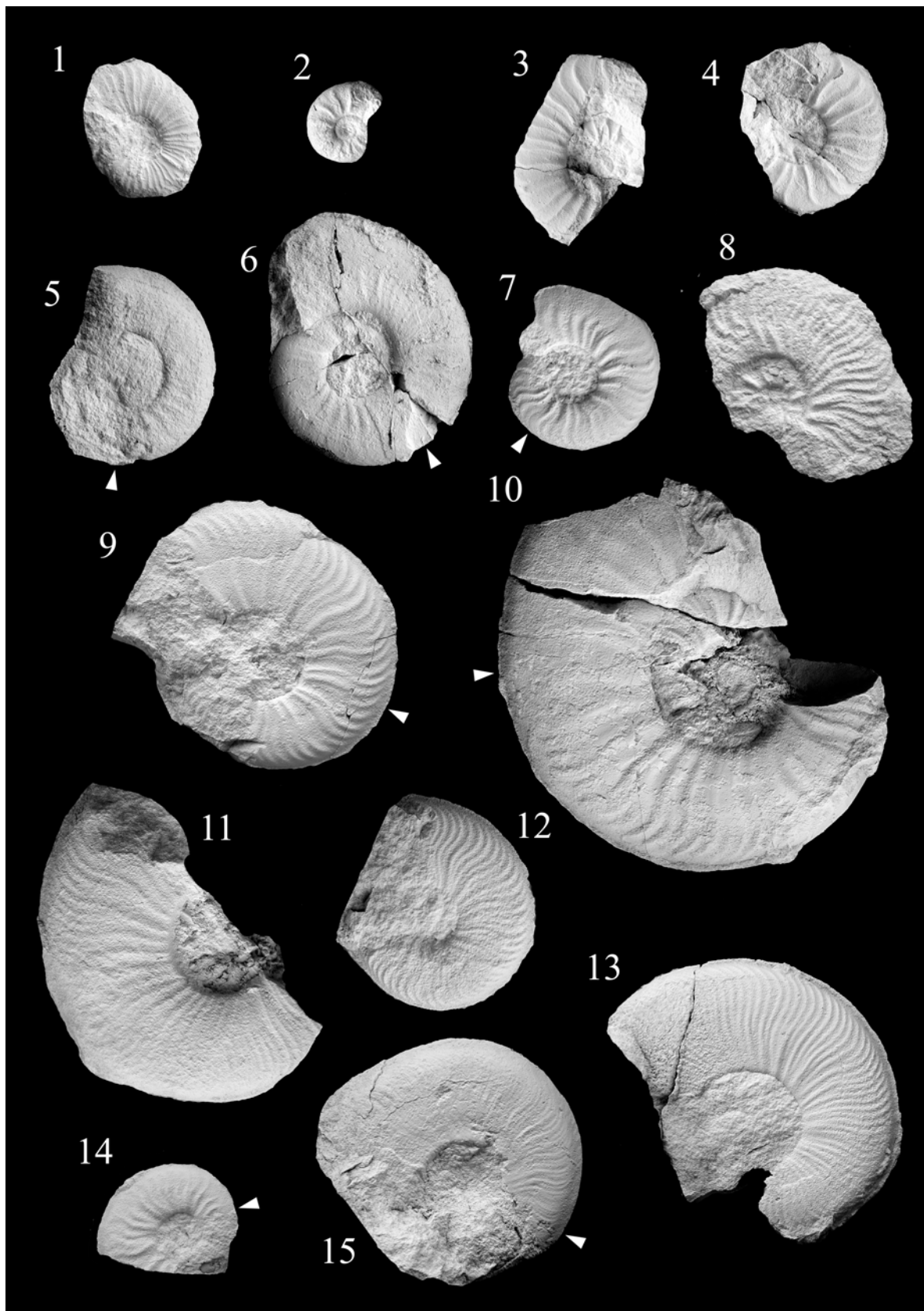


Lámina 2 (Zona Opalinum)

Fig. 1.- *Leioceras opalinum* (Reinecke), Bo I-10/3. Juvenil con fragmocono y cámara de habitación. Subzona Opalinum.

Fig. 2.- *Leioceras plicatum* (Buckman), Bo I-10/1. Juvenil con fragmocono y cámara de habitación. Microconcha. Subzona Opalinum.

Fig. 3.- *Bredya fuentelsazensis* Martínez, Bo II-20a/1. Juvenil con fragmocono y cámara de habitación. Microconcha. Subzona Opalinum.

Fig. 4.- *Lytoceras torulusum* (Zieten), Ml-14. Fragmocono y parte de cámara de habitación. Subzona Comptum.

Fig. 5.- *Leioceras comptum* (Reinecke), Bo I-33/2. Fragmocono. Subzona Comptum.

Fig. 6.- *Leioceras comptum* (Reinecke), Bo II-26/1. Fragmocono. Subzona Comptum.

Fig. 7.- *Leioceras* cf. *comptum* (Reinecke), Bo II-26/2. Adulto con fragmocono y cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Comptum.

Fig. 8.- *Leioceras comptum* (Reinecke), Pz-10/1. Fragmocono. Subzona Comptum.

Fig. 9.- *Leioceras comptum* (Reinecke), Pz-10/2. Fragmocono. Subzona Comptum.



Lámina 3 (Zonas Aalensis, Opalinum y Murchisonae)

Fig. 1.- *Bredyia subinsignis* (Oppel), Pz-8/1. Adulto con fragmocono y cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Buckmani.

Fig. 2.- *Bredyia subinsignis* (Oppel), Bo I-21/1. Juvenil con fragmocono y cámara de habitación. Microconcha (?). Subzona Comptum.

Fig. 3.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), Bo II-46/2. Molde externo de juvenil (?). Zona Murchisonae.

Fig. 4.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), Bo II-44/1. Fragmocono y cámara de habitación (?). Zona Murchisonae.

Fig. 5.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), Bo II-44/2. Juvenil (?) con cámara de habitación. Zona Murchisonae.

Fig. 6.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), Pi-24/1. Juvenil con fragmocono y cámara de habitación. Probable microconcha. Zona Murchisonae.

Fig. 7.- *Planammatoceras planinsigne* (Vacek), Bo II-43/1. Fragmocono. Macroconcha. Base zonas Murchisonae-Bradfordensis..

Fig. 8.- *Planammatoceras* cf. *planinsigne* (Vacek), Bo I-54/4. Fragmento de cámara de habitación. Subzona Comptum.

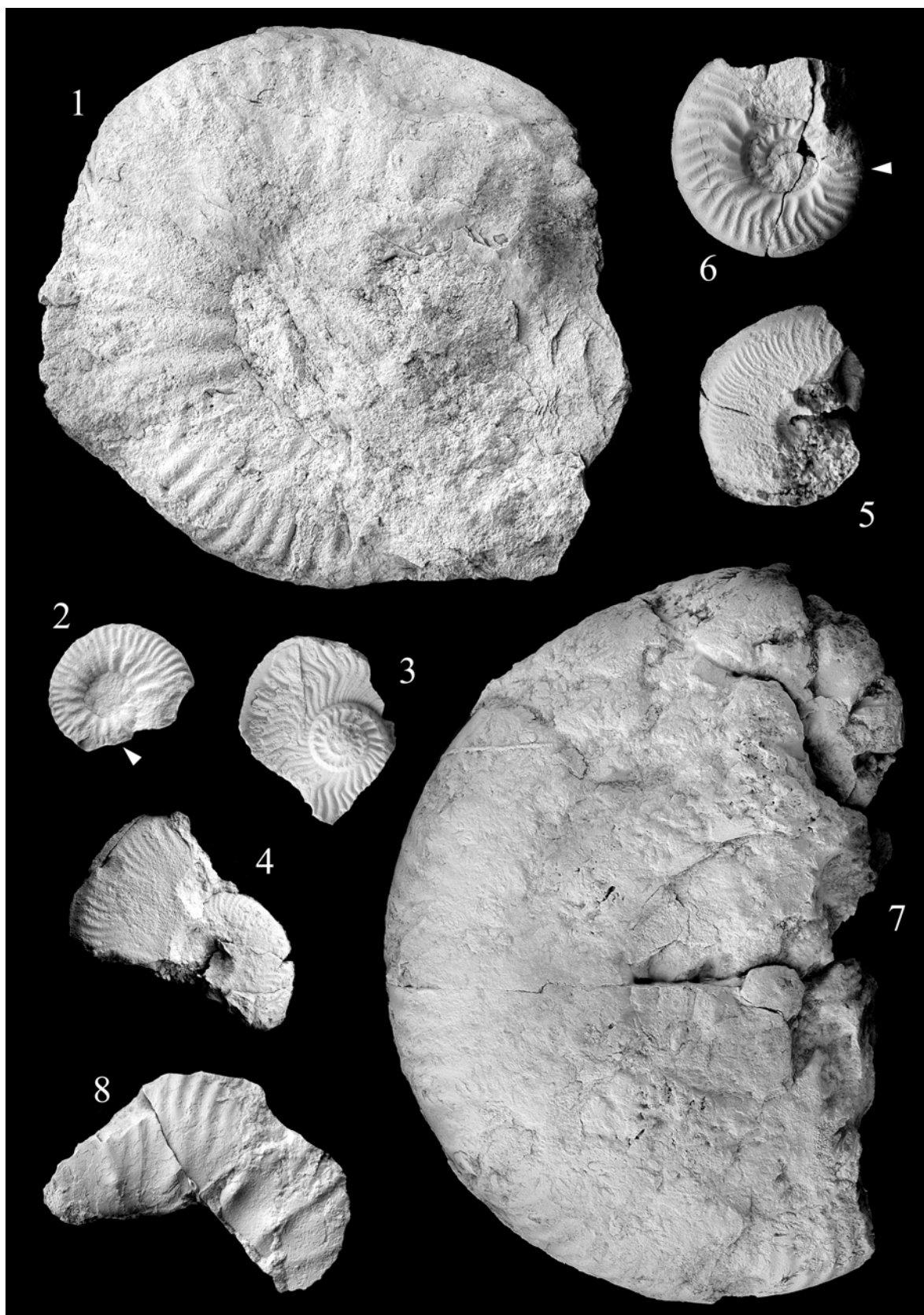


Lámina 4 (Zonas Murchisonae y Bradfordensis)

Fig. 1.- *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), Mv-48/2. Fragmacono. Macroconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 2.- *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), Mv-44/8. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Probable microconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 3.- *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), Bo II-46/1. Adulto (?) con fragmacono y cámara de habitación. Macroconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 4.- *Brasilia bradfordensis* (Buckman), Mv-48/1. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Microconcha (?). Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 5.- *Brasilia bradfordensis* (Buckman), Jb-158/1. Juvenil con cámara de habitación. Microconcha (?). Subzona Bradfordensis.

Fig. 6.- *Brasilia bradfordensis* (Buckman), Mv-44/4. Juvenil con cámara de habitación y terminación peristomal. Microconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 7.- *Brasilia similis* (Buckman), Pi-34a/2. Juvenil con cámara de habitación. Macroconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 8.- *Ludwigia crassa* Horn, Mv-44/9. Fragmacono. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 9.- *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), Tl-70. Fragmacono. Macroconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 10.- *Planammatoceras teniinsigne* (Vacek), Cv-74 base. Fragmacono. Probable macroconcha. Zonas Murchisonae- Bradfordensis.

Fig. 11.- *Eudmetoceras* sp. Bo I-80/4. Fragmacono (?). Zona Discites.

Fig. 12.- *Spinammatoceras tenax* (Vacek). Mv-44/1. Juvenil (?) con fragmacono y cámara de habitación. Macroconcha. Zonas Murchisonae-Bradfordensis.

Fig. 13.- *Staufenia sinon* ? (Bayle), Pi-22. Fragmacono. Base Zonas Murchisonae-Bradfordensis.

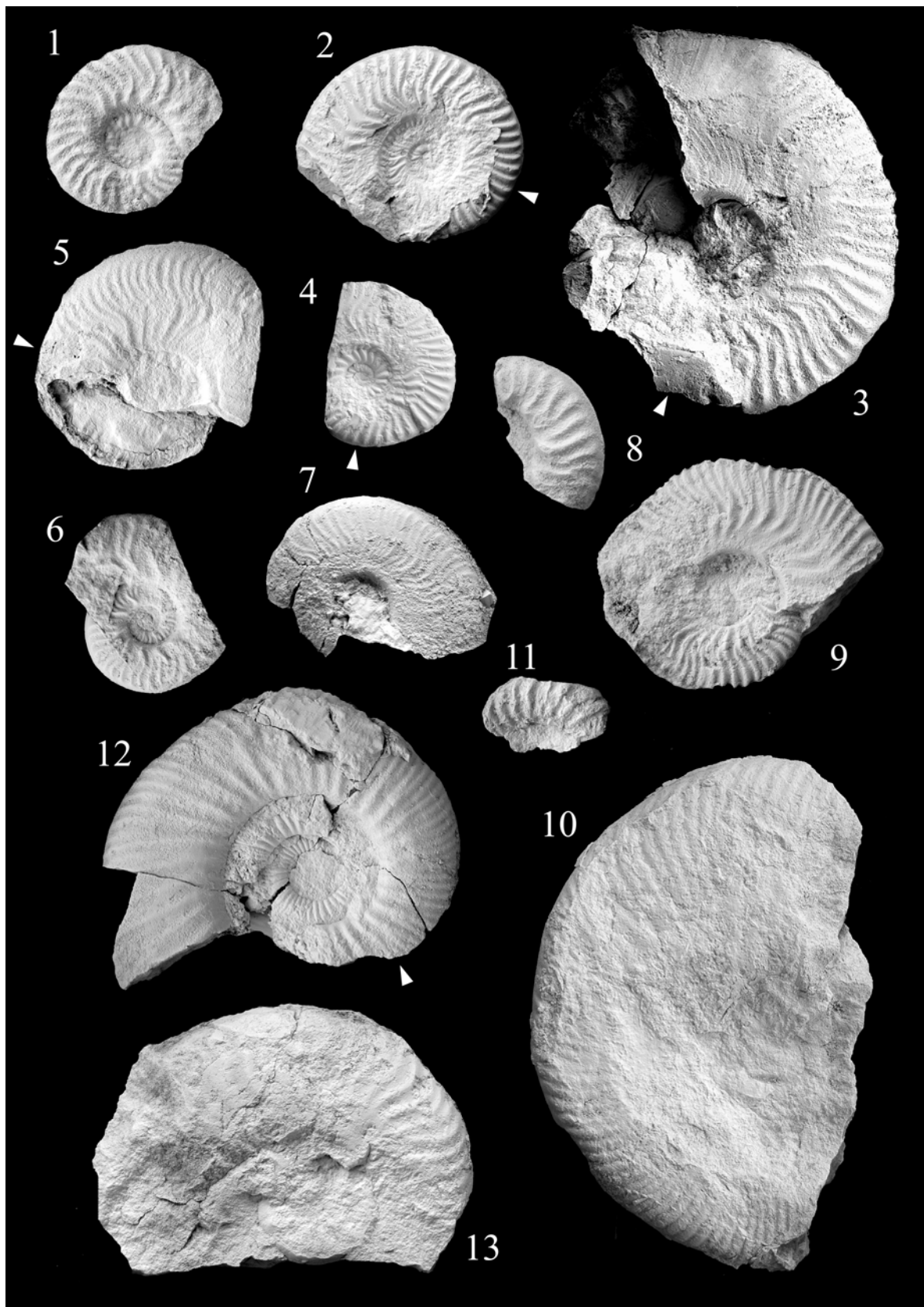


Lámina 5 (Zonas Concavum y Discites)

Fig. 1.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Ci-48/1. Fragmacono. Macroconcha. Subzona Concavum.

Fig. 2.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Tj-68/1. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Concavum.

Fig. 3.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Ci-48/11. Fragmacono. Macroconcha. Subzona Concavum.

Fig. 4.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Pa-10/6. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Concavum.

Fig. 5.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Bo II-62. Fragmacono. Subzona Concavum.

Fig. 6.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Tl-82/1. Fragmacono. Macroconcha. Subzona Concavum.

Fig. 7.- *Graphoceras pulchrum* (Buckman), Tj-70. Juvenil con fragmacono y cámara de habitación. Macroconcha. Subzona Limitatum.

Fig. 8.- *Graphoceras concavum* (Sowerby), Tl-82/4. Adulto con fragmacono y cámara de habitación. Subzona Concavum.

Fig. 9.- *Graphoceras cornu* (Buckman), Pa-10/2. Juvenil (?) con cámara de habitación. Zona Concavum.

Fig. 10.- *Bredya diadematoidea* (Mayer), Pi-36/2. Fragmacono (?). Subzona Concavum.

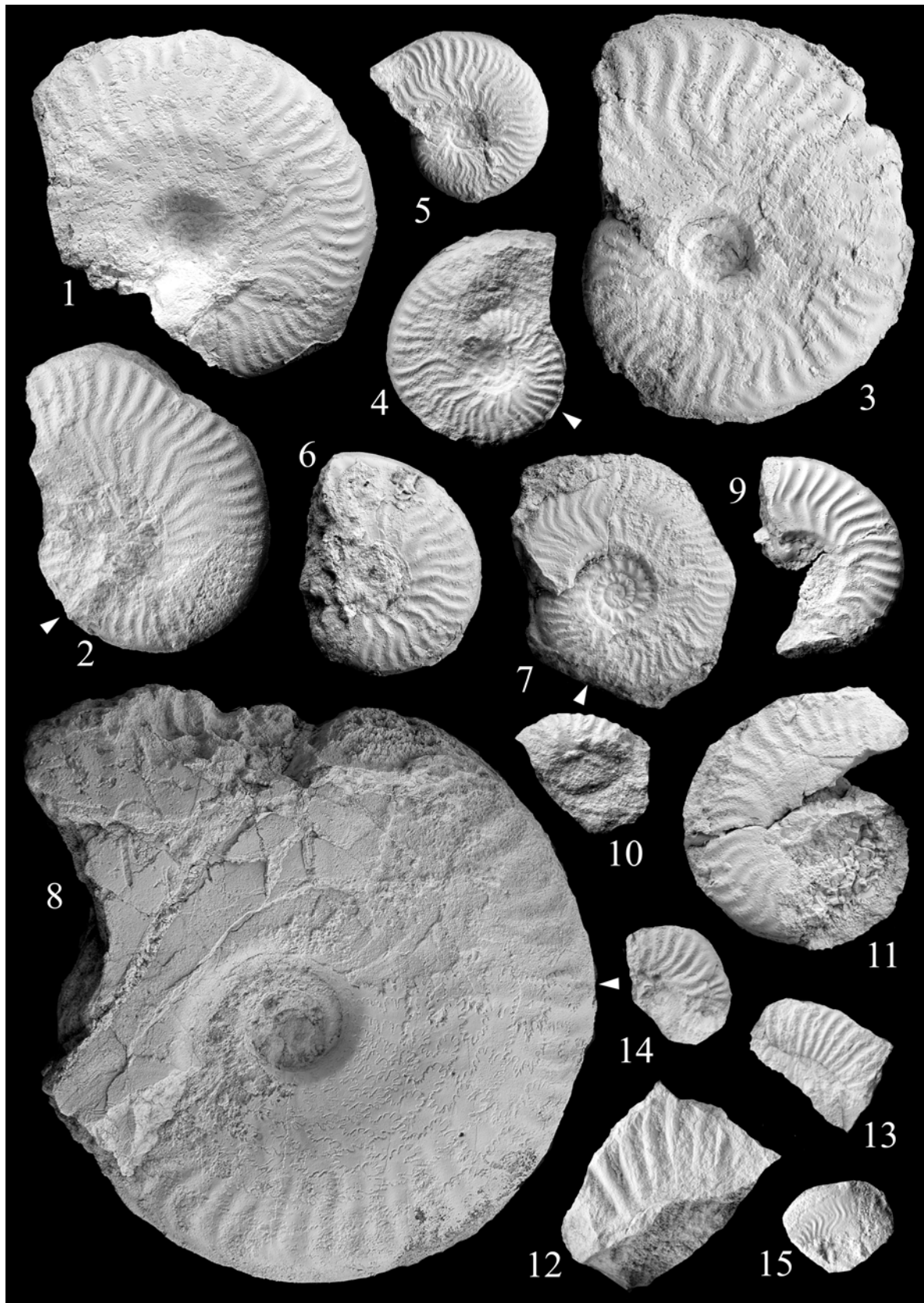
Fig. 11.- *Oedania cf. inflata* Buckman, Pa-12s/6. Fragmacono (?). Zona Discites.

Fig. 12.- *Haplopleuroceras subspinatum* (Buckman), Pa-12s/1. Cámara de habitación (?). Macroconcha. Zona Discites.

Fig. 13.- *Haplopleuroceras mundum* Buckman, Pa-12s/2. Fragmacono (?). Zona Discites.

Fig. 14.- *Braunsina subcuadrata* Buckman, Pa-12s/5. Cámara de habitación (?). Microconcha. Zona Discites.

Fig. 15.- *Braunsina projecta* Buckman, Pa-12s/4. Cámara de habitación (?). Zona Discites.



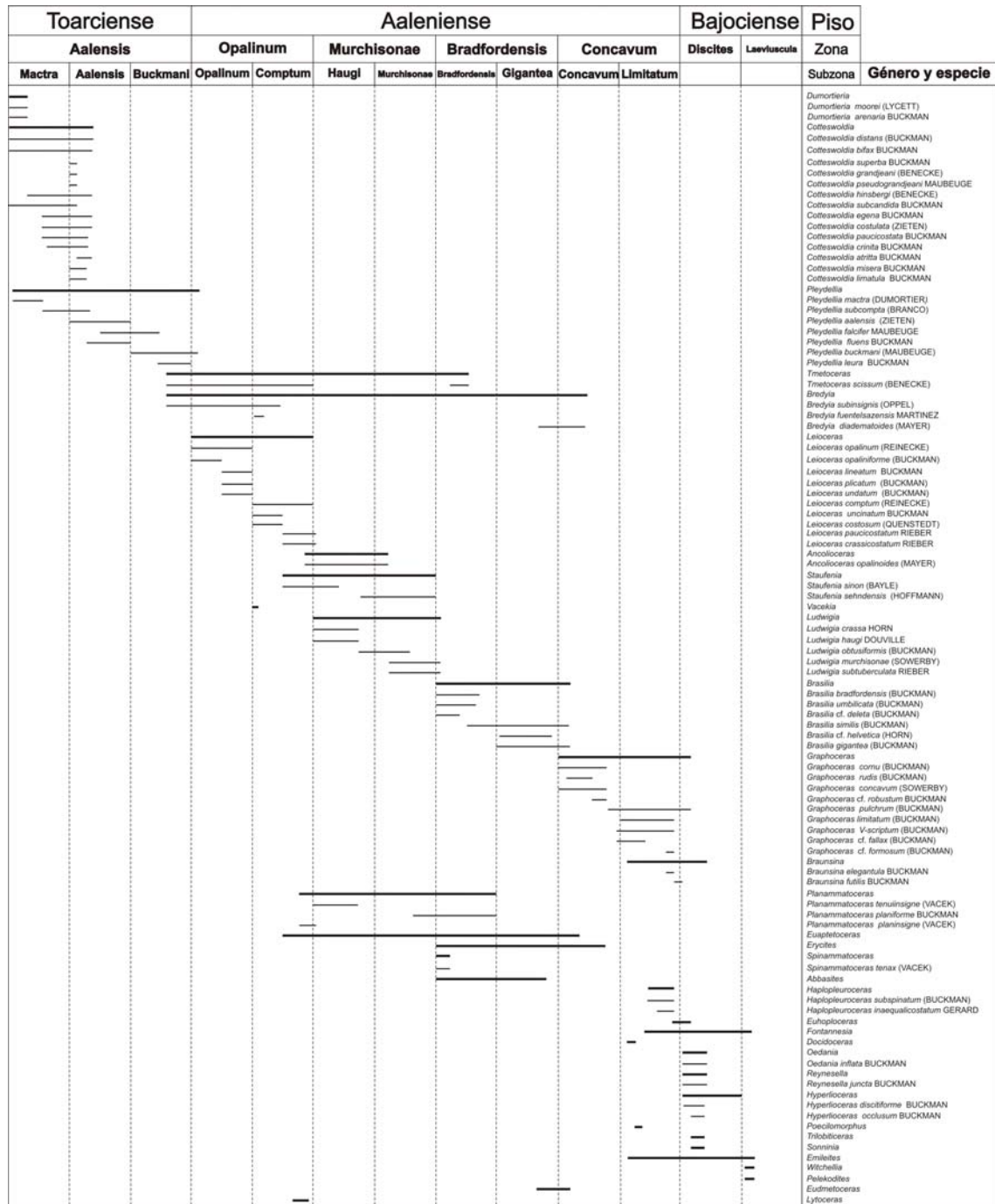


Figura 6.1. Cuadro sintético de la zonación propuesta para el tránsito Jurásico Inferior- Jurásico Medio, en la Cordillera Ibérica Septentrional con la distribución de las especies.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Bioestratigrafía de ammonoideos

Las asociaciones de ammonoideos reconocidas en el área de estudio ha permitido reconocer todas las subzonas de la Zona Aalensis del Toarciense superior, todas las zonas y subzonas del Aalenense y las dos Zonas basales del Bajociense inferior, siendo estas asociaciones muy parecidas a las encontradas en el área de estudio en trabajos previos de diversos autores.

7.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen las características litológicas de los materiales estudiados, en primer lugar desde un punto de vista macroscópico, estableciendo un conjunto de Facies observables en campo, y posteriormente describiendo un conjunto de Microfacies, identificables a nivel microscópico.

7.2 ANÁLISIS DE FACIES

Los materiales estudiados han permitido definir 9 agrupaciones principales de sedimentos en función de la arquitectura que presentan en el campo. Estas facies aparecen en las secciones estudiadas siguiendo un patrón generalizado, si bien en determinados sectores muestran características específicas.

7.2.1 FACIES I: Alternancia de calizas bioclásticas *wackestone* y margas

Zonas Aalensis y Opalinum (Subzona Opalinum) de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. En secciones puntuales, esta facies sigue desarrollándose durante la Subzona Comptum (Aldealpozo, Pinilla del Campo). Esta facies se desarrolla de forma excepcional en la sección de Ciria en la Subzona Concavum, así como en la Zona Discites. La textura de las calizas es *wackestone* poco bioclástico presentando colores grises en superficie y en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura lajosa y compacta. El contenido fósil está constituido principalmente por ammonioideos y pelecípodos, con concentraciones puntuales de braquiópodos y gasterópodos. Esta facies es relativamente homogénea en todos los sectores donde aparece, siendo la principal variación la proporción de margas frente a niveles calcáreos. La potencia media de esta facies muestra una importante diferenciación según los sectores, así, en el Sector Suroccidental, donde presenta las mayores potencias, varía entre 3,8 y 6,6 m, en el Sector Noroccidental mide unos 2 m y en el Sector Suroriental alrededor de 1 m.

7.2.2 FACIES II: Alternancias de calizas bioclásticas *mudstone* y margas

Zona Opalinum (Subzona Comptum) del Sector Suroccidental (bandas meridionales, secciones de Rabanera del Pinar, Hontoria del Pinar, Talveila y las Fraguas) y Sector Suroriental (banda oriental). Existe un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. Las calizas son margosas y aparecen estratificadas en niveles regulares con contactos que pueden ser difusos en muro y techo o ser netos y planos. Su textura es *mudstone*, presentando colores amarillentos-grisáceos en superficie y gris claro en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura lajosa y compacta. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. El contenido fósil es poco abundante. Está constituido principalmente por ammonioideos y pelecípodos. Aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), normalmente del icnogénero *Chondrites*. En el Sector Suroccidental la alternancia es rítmica, mientras que en el Suroriental, se observan cambios en el contenido en margas, evidenciándose un aumento de la potencia de los niveles margosos en la parte inferior y media, mientras que en la parte superior se invierte la tendencia y los bancos calcáreos comienzan a ser más potentes y las bioturbaciones que aparecen consisten en galerías de tipo *Thalassinoides*.

7.2.3 FACIES III: Calizas *wackestone-packstone* bioclástico

7.2.3.1 **Facies III₁**. Parte superior de la Subzona Comptum de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. Materiales carbonatados con una abundancia de fósiles relativamente alta dentro de las texturas *wackestone-packstone*. El contenido fósil refleja una diversidad taxonómica variable dependiendo de los sectores. La principal diferencia dentro de esta facies, que es bastante homogénea, consiste en la aparición/ausencia de hierro en los materiales, ya que en el Sector Noroccidental, y en diversas secciones del Sector Suroriental aparecen bioclastos ferruginizados. La potencia de los materiales en los sectores Suroccidental, Suroriental (banda occidental) y Noroccidental están en el rango de 1 m, mientras que en la banda oriental del Sector Suroriental alcanzan una media de 5,5 m.

7.2.3.2 **Facies III₂**. Zonas Murchisonae-Bradfordensis de los sectores Suroccidental, Noroccidental y secciones puntuales del Suroriental (Aldealpozo y Pinilla del Campo). Tramo litológico casi exclusivamente calcáreo caracterizado por calizas estratificadas en bancos decimétricos potentes. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástico y presentan colores desde gris claro a amarillento con abundantes impregnaciones ferruginosas en superficie, y gris-beige en fractura. Morfológicamente, este tramo genera cierto resalte. Las margas son grises oscuras y suelen estar poco desarrolladas. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonioideos y pelecípodos (principalmente de concha gruesa), corales solitarios, espongiarios, fragmentos de equinodermos, serpúlidos, belemnites, y gasterópodos. Es frecuente que los fósiles aparezcan ferruginizados y concentrados en acumulaciones locales. Aparecen huellas de bioturbación de los icnogéneros *Chondrites* y *Thalassinoides*. La potencia media en la banda meridional del Sector Suroccidental es de unos 2 m, mientras que en la banda noroccidental de este mismo sector es de unos 0,7 m. En las secciones de Aldealpozo y Pinilla del Campo, del Sector Suroriental (banda occidental) la potencia media es de unos 1,6 m.

7.2.4 FACIES IV: Calizas nodulosas con textura *mudstone*

Zonas Murchisonae-Bradfordensis del Sector Suroriental (banda oriental) y de la sección de Pozalmuro en la banda occidental de este mismo sector. Calizas con una ausencia generalizada de fósiles, estratificadas en bancos decimétricos nodulosos con contactos difusos representados por interestratos margosos. La textura de las calizas es *mudstone*, presentan un color grisáceo azulado, que puede estar más oscurecido por la alteración, los interestratos margosos son grises oscuros y presentan estructura lajosa. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso y producen la sensación de amalgamiento. Aparecen escasas huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*), fundamentalmente en la parte superior del conjunto de estratos. Hay muchos nódulos de hierro, que son probables rellenos de las bioturbaciones oxidados. La potencia media de este conjunto litológico es de 1,3 m.

7.2.5 FACIES V: Alternancias de margas y calizas con textura *mudstone*.

Subzona Concavum del Sector Suroccidental (Banda meridional) y sección de Moncalvillo en la banda noroccidental de este sector. Se caracterizan por un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. Las calizas son margosas y aparecen estratificadas en niveles regulares con contactos netos y planos. Su textura es *mudstone*, presentando colores amarillentos en superficie y

gris claro en fractura. Las margas, con similar coloración, adquieren una estructura lajosa y compacta. Morfológicamente se manifiesta mediante un entrante acusado. La característica más llamativa es la ausencia de macrofósiles en esta facies. Normalmente, en la base de este tramo litológico aparece un nivel donde se desarrollan sistemas de perforaciones. La mayor parte del conjunto litológico no muestra señales de bioturbación con excepción de los estratos superiores, donde aparecen huellas de bioturbación del icnogénero *Chondrites*. La potencia media es de 2,1 m.

7.2.6 FACIES VI: Calizas *packstone* con bioclastos ferruginizados

Subzona Concavum de los sectores Suroccidental (banda noroccidental) y Suroriental (banda oriental). En la sección de Borobia I (Sector Suroriental, banda oriental) el conjunto afecta a toda la Zona Concavum, y en la sección de Tejada (Sector Suroccidental, banda meridional) a la Subzona Limitatum y a la Zona Discites. En el Sector Suroccidental (bandas noroccidentales), en las secciones de Paules de Lara, Quintanilla de las Viñas, Piedrahita de Muñó, Castrovido y Moncalvillo, esta facies también aparece en la Zona Discites, al igual que en la sección de Rabanera del Pinar, de la banda meridional de este sector. En la sección de Malanquilla del Sector Suroriental (banda oriental) aparece en la parte inferior de la Zona Discites. Constituye un tramo litológico predominantemente calcáreo caracterizado por calizas dispuestas en bancos decimétricos potentes, separados entre sí por juntas de estratificación onduloso-paralelas que pueden desaparecer lateralmente. Su textura es *packstone* bioclástico y presentan un color gris en superficie y en fractura. Estos niveles carbonatados contienen fragmentos fósiles, litoclastos y/o partículas cubiertas ferruginizadas. Las margas consisten en juntas de estratificación bastante irregulares, que lateralmente se pierden. Morfológicamente este tramo genera un resalte acusado. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos, ammonoideos y fragmentos bioclásticos. La potencia media es de unos 0,5 m.

7.2.7 FACIES VII: Calizas *wackestone-packstone* con partículas cubiertas ferruginizadas.

Zona Discites en el Sector Suroccidental (banda meridional), en las secciones de Hontoria del Pinar, Talveila y Las Fraguas, en el Sector Suroriental (banda occidental y secciones de Borobia I y II de la banda oriental). Esta facies tiene un desarrollo muy particular en el Sector Noroccidental, pues aparece en las Zonas Murchisonae, Bradfordensis, Concavum y Discites. Calizas dispuestas en bancos irregulares decimétricos, gruesos y compactos, con contactos netos. Su textura es *wackestone-packstone* bioclástica y presentan desde colores grisáceos hasta colores oscuros, a veces enrojecidos. En ellas aparecen desde granos agregados nada o ligeramente ferruginizados hasta partículas cubiertas ferruginizadas e intraclastos de pequeño tamaño ferruginizados. La estratificación es regular, los bancos calcáreos presentan un resalte topográfico. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonites, serpulidos, pelecípodos y braquiópodos. Los ammonoideos están frecuentemente reelaborados. Aparecen huellas de bioturbación. En el Sector Noroccidental la potencia de esta facies es de alrededor de 1,6 m. En el Sector Suroccidental (banda nororientales) mide unos 0,3 m, en la banda meridional de este sector la media es de 0,5 m. En el Sector Suroriental (banda occidental) la potencia media es 0,5 m, y en la banda oriental de este sector unos 0,75 m.

7.2.8 FACIES VIII: Alternancias de calizas *mudstone* bioclásticas y margas

7.2.8.1 **Facies VIII₁**. Zona Laeviuscula de los sectores Suroccidental y Suroriental. Alternancia rítmica de calizas dispuestas en bancos decimétricos que conforman estratos con contactos netos algo alabeados, y finos niveles de margocalizas. Las calizas presentan textura *mudstone* y muestran un color gris blanquecino, con abundantes impregnaciones ferruginosas. Las margocalizas presentan colores grises claro y son lajosas y ligeramente compactas. El contenido fósil está compuesto principalmente por pelecípodos y ammonoideos.

7.2.8.2 **Facies VIII₂**. Zona Laeviuscula en el Sector Noroccidental. Calizas dispuestas en bancos decimétricos gruesos con contactos amalgamados entre juntas de estratificación margosas. Su textura es *mudstone* y contienen restos de esponjas y placas de equinodermos.

7.2.9 FACIES IX: Alternancias de margas y calizas *mudstone-wackestone* bioclásticas

Intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior del Sector Nororiental. Calizas dispuestas en bancos decimétricos compactos con contactos netos que a veces son más ondulosos y que dan un aspecto algo noduloso a la estratificación. Su textura es *wackestone-mudstone* y presentan un color negro, que suele estar amarillento por la alteración. Es una caliza fétida, bastante compacta que presenta abundantes nódulos de minerales de hierro, como óxidos e hidróxidos de hierro y pirita. La estratificación es irregular, los bancos calcáreos tienen aspecto noduloso. Las margas son grises oscuras y presentan estructura lajosa. El contenido fósil está compuesto principalmente por ammonites que muestran frecuentemente las vueltas internas piritizadas o limonitizadas y las vueltas externas levemente deformadas por compactación, y pelecípodos. En muchos niveles aparecen huellas de bioturbación asociadas a sustrato no consolidado (*burrows*) reconociéndose los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. La potencia media es de unos 30 m.

7.3 ANÁLISIS DE MICROFACIES

El estudio sistemático de 475 láminas delgadas ha permitido analizar las microfacies de 392 niveles que se han agrupado en trece tipos de microfacies observables en las secciones analizadas. La diferenciación de este número concreto de microfacies, no deja de ser un artificio, ya que en función de lo que se trate de poner en relieve, se podrían proponer otras clasificaciones. En este caso se han identificado los diferentes componentes microscópicos de las muestras, para poder realizar estimaciones paleoecológicas y tafonómicas a partir de ellos. Para este fin, se han cumplimentado unas fichas tipo para cada lámina delgada donde se ha recogido la información referente a la textura que presenta, el tipo de aloquímicos y ortoquímicos, su proporción relativa, la mineralogía, los procesos tafonómicos (fosildiagenéticos) y diagenéticos que afectaban a los aloquímicos y los ortoquímicos, entre otras observaciones, que han sido mostradas previamente en el capítulo de Metodología.

Estas trece microfacies están incluidas dentro de 4 grupos, que de acuerdo con las clasificaciones de Dunham (1962) y Embry y Klován (1971) se corresponderían con calizas de tipo *mudstone*, *wackestone* y *packstone* principalmente, apareciendo ocasionalmente calizas de tipo *grainstone*. Se han elegido estos sistemas de clasificación ya que cuantifican los distintos aloquímicos presentes, mostrando cambios porcentuales en grupos que pueden ser relativamente homogéneos en las muestras y no únicamente indicando presencia o ausencia de cada componente. Se proponen cuatro grupos de texturas en función de la proporción de aloquímicos y ortoquímicos presentes. En la tabla 7.1 se indican las diferentes facies que aparecen y las microfacies que las componen, así como el número de muestras que aparecen representando cada microfacies. Estas facies corresponden con una agrupación sintética de la descripción de campo de las diferentes secciones estudiadas. Al final del capítulo se anexan una serie de tablas que corresponden a las diferentes microfacies analizadas, donde se indican 1) la relación existente entre aloquímicos y ortoquímicos en cada muestra, 2) la abundancia porcentual de los distintos grupos fósiles identificados y 3) las alteraciones tafonómicas identificadas en los componentes biogénicos, entendiendo estas como procesos fosildiagenéticos, y diferenciándolos de los procesos diagenéticos bajo la perspectiva de que se han señalado únicamente los procesos que afectan a los bioclastos.

Tabla 7.1. Relaciones entre facies, microfacies y número de ejemplares en las microfacies.

Facies	1 <i>Mudstone</i> (II, IV, V, VIII)				2 <i>Wackestone</i> poco bioclástico (I, IX)		3 <i>Wackestone</i> bioclástico (III, VII)		4 <i>Packstone</i> (III ₂ , VI, VII)				
Microfacies	A1	A2	A3	A4	B1	B2	C	D	E1	E2	F1	F2	G
Nº muestras	7	5	15	38	46	14	67	28	48	45	37	29	13

7.3.1 FACIES 1: *Mudstone* poco bioturbado

La facies 1 engloba un conjunto de microfacies que se caracterizan por presentar una baja abundancia de fósiles, y dentro de estos, una baja diversidad taxonómica (Facies II, IV, V, VII). Dependiendo de las zonas, puede presentar ciertas peculiaridades, por lo que se describirán cuatro tipos identificados más característicos.

7.3.1.1 Microfacies A1: *Mudstone* bioturbado con baja proporción de fósiles.

(Lámina 7.1; fotografías 1-4). La matriz de esta microfacies está constituida por micrita microcristalina, a veces recrystalizada a microesparítica, con escasos fragmentos esqueléticos, y rara vez, trazas de microbioturbación (con galerías de diámetros inferiores a 1 mm). La proporción de aloquímicos/matriz es siempre inferior a 5/95, siendo la media 1/99. Los fósiles aparecen disueltos y fragmentados. Esto se refleja en la figura 7.1, donde un 42% de los aloquímicos son fragmentos bioclásticos recrystalizados no identificables. Aparece cuarzo en una proporción en torno al 2%.

El diagrama de diversidad taxonómica que se presenta representa la media aritmética de todas las secciones en las que aparece esta microfacies, por lo que será necesario puntualizar ciertas particularidades. La diversidad taxonómica es baja. Los grupos principales representados son los fragmentos de ammonoideos, las valvas desarticuladas de pelecípodos de concha fina del tipo bositra, y los fragmentos de equinodermos. De forma accesoria aparecen ostrácodos. En algunas secciones existe una ausencia total de restos fósiles.

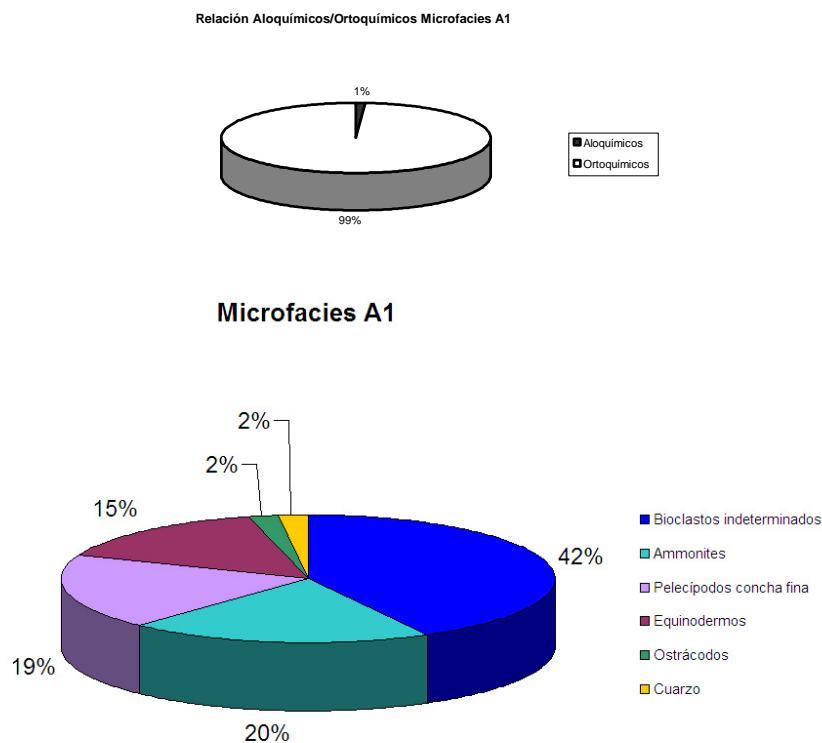


Figura 7.1.- Riqueza y diversidad específica A1.

Los procesos tafonómicos dominantes, que se reconocen en los restos esqueléticos, corresponden a disolución y recrystalización, que aparecen afectando a todos los grupos de forma homogénea. Asimismo, se observan fenómenos de reemplazamiento por minerales de hierro y fragmentación que afectan a la mayoría de los restos. Los procesos diagenéticos más relevantes en esta microfacies son la precipitación de cementos calcíticos a favor de finas grietas distensivas y la presencia de pequeños grumos de hierro en la matriz. Se separan los procesos tafonómicos de los diagenéticos de forma arbitraria, aunque los primeros están incluidos en los segundos, siendo la principal diferencia el hecho de que únicamente recogen la información referida a los bioclastos. Como ocasionalmente se han observado diferencias en los procesos diagenéticos que afectan a la

micrita, se hace referencia en este caso a procesos diagenéticos, aunque se trate en ambos casos de procesos producidos en fase diagenética.

Distribución geográfica: ésta microfacies está muy bien representada en el Sector Nororiental (secciones de Muro de Aguas, Préjano y Jubera), aunque puntualmente también se reconoce en el Sector Suroccidental (secciones de Moncalvillo y Rabanera del Pinar).

7.3.1.2 Microfacies A2: *Mudstone* con espículas de esponjas

(Lámina 7.1; fotografías 5-8). Esta microfacies está constituida por micrita y una proporción baja de restos fósiles, donde predominan las espículas de esponja sobre otros grupos fósiles. La matriz está constituida por micrita microcristalina, en ocasiones micropeloidal, que puede estar débilmente recrystalizada y en algunos casos presentar fenómenos puntuales de dolomitización. A veces aparece bioturbada, mostrando trazas del icnogénero *Chondrites*, o galerías horizontales con marcas de *spreiten*, que pueden aparecer rellenas de pirita. La media de la proporción aloquímicos/matriz es 7/93. El cuarzo y los intraclastos son accesorios. La diversidad taxonómica es baja, estando representados en porcentajes superiores al 4% del total únicamente las espículas de esponjas, las valvas de pelecípodos de concha fina, los fragmentos de equinodermos y los foraminíferos hialinos. De forma accesoraria aparecen ostrácodos así como fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, ammonioideos y braquiópodos y foraminíferos aglutinados (figura 7.2). Se han realizado láminas ultrafinas de algunos niveles de esta microfacies (Mv-50'a), en los que se ha observado la presencia de nannoplancton calcáreo. Aparecen ejemplares muy recrystalizados de organismos planctónicos del *Incertae sedis Schizosphaerella*, equivalentes a los descritos por Kálin (1980) y Kálin y Bernoulli (1984).

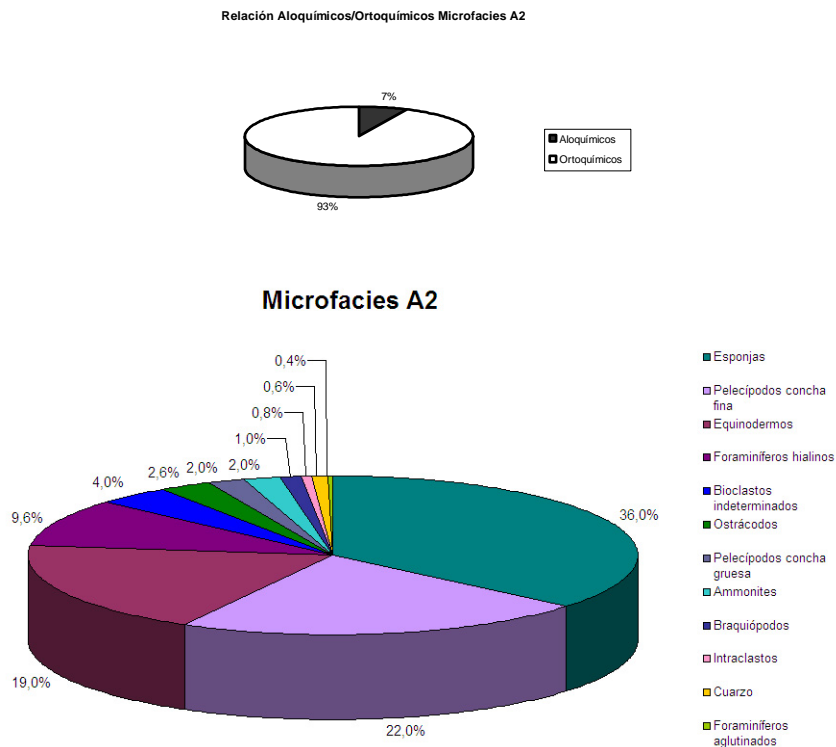


Figura 7.2.- Riqueza y diversidad específica A2.

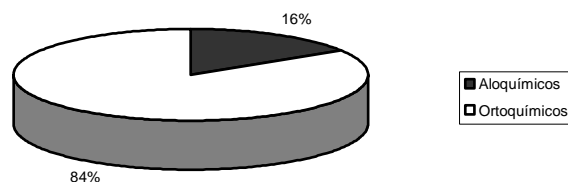
Los procesos tafonómicos parecen haber actuado de forma diferencial según los sectores. Los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recristalización y fragmentación, afectando en distinto grado a los diferentes grupos fósiles. En las secciones cercanas al Moncayo (Sector Suroriental) se observa ocasionalmente encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro en los restos esqueléticos. Frecuente presencia de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en la zona meridional de la cuenca, concretamente en los sectores Suroccidental (secciones de Quintanilla de las Viñas y Moncalvillo) y Suroriental (secciones de Ciria, Borobia II y Malanquilla).

7.3.1.3 Microfacies A3: *Mudstone/Wackestone* con ooides/oncoides remplazados por calcita

(Lámina 7.2). Esta microfacies se diferencia del resto por la aparición en la matriz de ooides/oncoides ferruginosos parcial o totalmente remplazados por calcita. La matriz está constituida por micrita cristalina que puede presentar diversos grados de recristalización, variando entre microesparita y pseudoesparita, e incluso pudiendo aparecer dolomitizada ocasionalmente. La matriz está bioturbada homogéneamente, por lo que no muestra estructuras sedimentarias primarias. Normalmente la bioturbación es generalizada, pero en ocasiones se pueden observar trazas horizontales de diámetro milimétrico, con estructuras internas de *spreiten*. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 16/84, aunque existen variaciones desde los rangos 3/97 hasta 40/60. El cuarzo aparece de forma accesorio. Los ooides ferruginosos disueltos y remplazados por carbonatos aparecen en todas las muestras de esta microfacies en proporciones variables, aunque generalmente altas. El promedio es del 29% del total de aloquímicos. La diversidad taxonómica es baja, apareciendo en proporciones superiores al 4% los fragmentos de equinodermos, los pelecípodos de concha fina y los fragmentos de los de concha gruesa y los foraminíferos hialinos. Las espículas de esponja son por lo general bastante abundantes, pero no aparecen en todas las muestras de esta microfacies. Como fósiles accesorios que tampoco están representados en todas las muestras, aparecen fragmentos de foraminíferos aglutinados, gasterópodos, braquiópodos, briozoos, serpulidos, ammonoideos y belemnites (figura 7.3).

Relación Aloquímicos/Ortoquímicos Microfacies A3



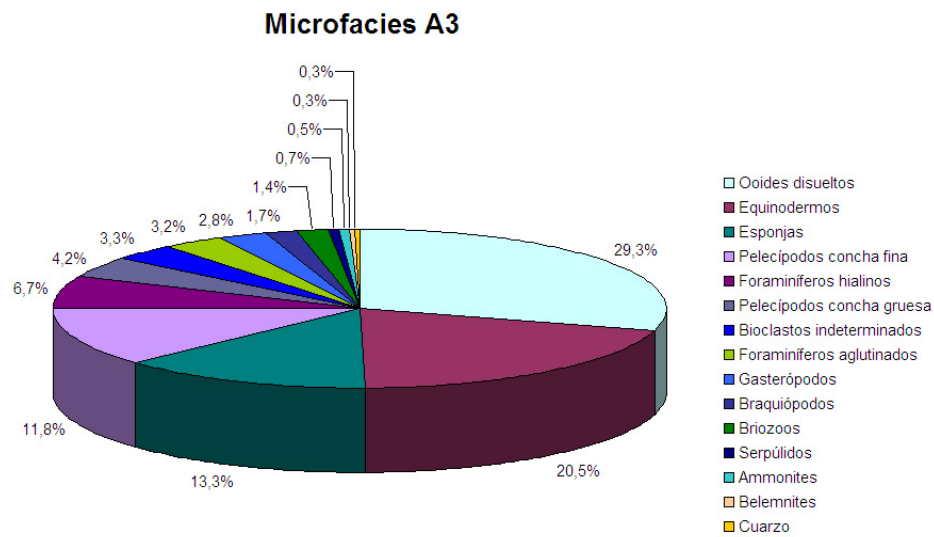


Figura 7.3.- Riqueza y diversidad específica A3.

Los procesos tafonómicos parecen haber actuado de forma diferencial según los sectores. Los procesos tafonómicos más comunes son disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y fragmentación, afectando en distinto grado a los diferentes grupos fósiles. En el Sector Noroccidental aparecen ocasionalmente procesos de encostramiento y bioerosión en los restos esqueléticos, y en el Sector Suroriental (área del Moncayo) encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro. Los procesos diagenéticos más relevantes son la recristalización de la matriz, que puede sufrir dolomitización parcial, la existencia de finas grietas distensivas rellenas de calcita y la presencia puntual de estilolitos con hierro.

Distribución geográfica: aparece en los sectores de Suroccidental (secciones de Hontoria del Pinar y Vilviestre del Pinar), Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Huerta de Arriba, Santa Inés y Peña Hincada) y Suroriental (secciones de Aldealpozo, Pozalmuro y Malanquilla).

7.3.1.4 **Microfacies A4:** *Mudstone* con pelecípodos de concha fina (filamentos)

(Lámina 7.3). El criterio diagnóstico de la microfacies es el predominio en la matriz de los pelecípodos de concha fina de tipo bositra, comúnmente conocidos como “filamentos”. La matriz está constituida por micrita micropeloidal que aparece recristalizada en diversas ocasiones a microesparita. Se observa la presencia ocasional de bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* que suelen tener diámetros comprendidos entre 1-2 mm. La relación aloquímicos/ortoquímicos promedio es 4/96, con un margen estrecho de variación en todas las muestras estudiadas. El cuarzo aparece de forma accesoria. El elemento predominante son las valvas desarticuladas de los pelecípodos de concha fina, representando el 54% del total de los aloquímicos. La diversidad taxonómica es baja, estando representados con proporciones superiores al 4% los citados pelecípodos de concha fina, los fragmentos de equinodermos, los foraminíferos hialinos y las espículas de esponja. De forma accesoria, y no estando representados en todas las muestras de esta microfacies, aparecen ammonioideos (fragmentos y secciones completas), foraminíferos aglutinados, fragmentos de pelecípodos de concha gruesa y de braquiópodos, ostrácodos, serpulidos y belemnites, así como

restos bioclásticos no identificables (figura 7.4). Se han realizado láminas ultrafinas de algunos niveles de esta microfacies (MI-20; MI-21; Rb146/2; Ht 104 inf. y Bo I-86), en los que se ha observado la presencia de nannoplancton calcáreo. Aparecen ejemplares muy recrystalizados de organismos planctónicos del *Incertae sedis Schizosphaerella*.

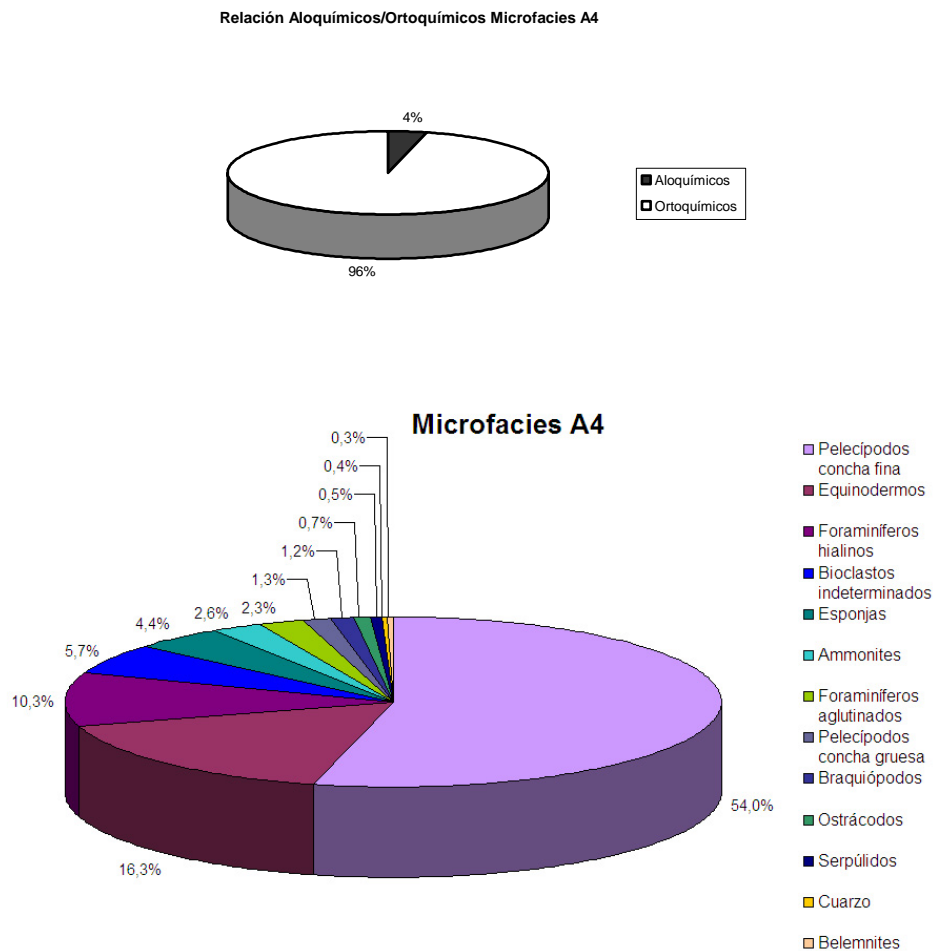


Figura7.4.- Riqueza y diversidad específica A4.

Los procesos tafonómicos parecen haber actuado homogéneamente en todos los sectores y los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recrystalización (incluyendo la micritización) y fragmentación, afectando en distinto grado a los diferentes grupos fósiles. En los sectores meridionales se aprecian puntualmente los procesos de encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro en los restos esqueléticos. Aparecen procesos de recrystalización en la matriz, donde también se observa la presencia de grumos de óxidos de hierro y de pirita euhedral oxidada de forma accesoria, así como finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en los sectores Suroccidental (secciones de Hontoria del Pinar, Rabanera del Pinar, Talveila, Moncalvillo, Quintanilla de las Viñas y Paules de Lara), Nororiental (secciones de Muro de Aguas, Préjano y Jubera) y Suroriental (secciones de Pinilla del Campo, Pozalmuro, Borobia I y II y Malanquilla), pero no aparece en el Noroccidental.

7.3.2 FACIES 2: *Wackestone* poco bioclástico

La facies 2 incluye un conjunto de microfacies en calizas *wackestone* con abundancia variable de fósiles y con diversidad taxonómica intermedia (Facies I, IX). Dependiendo de las zonas, puede presentar ciertas peculiaridades, por lo que se describirán los dos tipos más característicos.

7.3.2.1 **Microfacies B1:** *Wackestone* poco bioclástico bioturbado

(Lámina 7.4). Matriz formada por micrita micropeloidal de color oscuro bioturbada. La bioturbación consiste en galerías milimétricas (variando entre 1-2 mm de diámetro) del icnogénero *Chondrites*, pudiendo estar más o menos definidas, y reflejando un cierto grado de consolidación del fondo. La matriz micropeloidal presenta un bajo grado de recristalización, a veces estando recristalizada a microesparita. Dentro de las galerías de bioturbación pueden observarse ocasionalmente fenómenos de reemplazamiento consistentes en dolomitizaciones o presencia de óxidos de hierro. La microfacies, que presenta una proporción variable de fósiles, corresponde con texturas *wackestone* que varían entre las relaciones 10/90 y 35/65 de aloquímicos/matriz. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 21/79. El cuarzo representa el 1,5% del total de aloquímicos y los intraclastos aparecen de forma accesorio. La diversidad taxonómica promedio de esta microfacies es intermedia. Los fósiles que aparecen en proporciones superiores o iguales al 4% son los pelecípodos de concha fina, los fragmentos de equinodermos, los foraminíferos hialinos, los fragmentos de braquiópodos, las espículas de esponja y los pelecípodos de concha gruesa, junto con restos no identificables. Como fósiles accesorios se reconocen foraminíferos aglutinados, ammonoideos a veces fragmentados, serpulidos, briozoos, gasterópodos y ostrácodos (figura 7.5).

Los procesos tafonómicos parecen haber actuado diferencialmente en los distintos sectores y los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución), que pueden afectar en distinto grado a los diferentes grupos fósiles. En los sectores más occidentales además aparecen los procesos de encostramiento y bioerosión. En los sectores Noroccidental y Suroriental, aparecen ocasionalmente los procesos de encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro. En el Sector Nororiental aparece ocasionalmente reemplazamiento por minerales de hierro en los restos esqueléticos. Esta microfacies presenta una acentuada compactación de la matriz, apareciendo ocasionalmente estilolitos ferruginizados. En la matriz aparecen óxidos de hierro accesorios (grumos de pirita oxidada), así como dolomitizaciones parciales, junto con finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en todas las zonas estudiadas, en el Sector Suroccidental (secciones de Castrovido, Vilviestre del Pinar, Moncalvillo, Quintanilla de las Viñas, Talveila, Rabanera del Pinar y Hontoria del Pinar), Sector Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra y Santa Inés), Sector Nororiental (secciones de Muro de Aguas, Préjano y Jubera) y Sector Suroriental (secciones de Aldealpozo, Ciria, Borobia I y II y Malanquilla).

Relación Aloquímicos/Ortoquímicos Microfacies B1

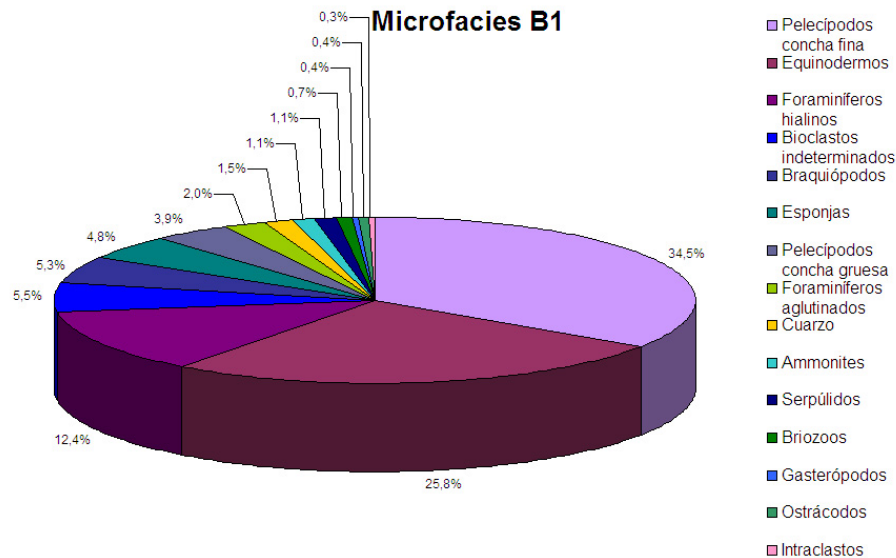
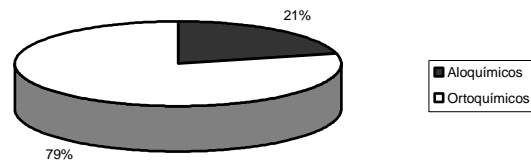


Figura 7.5.- Riqueza y diversidad específica B1.

7.3.2.2 Microfacies B2: Wackestone con granos agregados (*grapestones* y *lumps*)

(Lámina 7.5). Presenta granos agregados, *lumps* o *grapestones*, que corresponden a partículas formadas por la aglutinación de varios bioclastos (serpúlidos, briozoos y foraminíferos aglutinados por masas de posible origen cianobacterial). Suelen ser granos agregados polinucleados, con núcleos formados por bioclastos (equinodermos, pelecípodos, braquiópodos o espículas de esponjas) o intraclastos. Los diámetros de las partículas suelen superar el milímetro, pudiendo alcanzar hasta 3 mm y pueden ser redondeados o elípticos. La matriz está constituida por micrita micropeloidal de color oscuro que presenta una proporción variable de fósiles, estando a veces parcialmente recristalizada a pseudoesparita o incluso parcialmente dolomitizada. La matriz está bioturbada de forma homogénea, identificándose en ocasiones galerías horizontales milimétricas con estructuras en *spreiten*. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 36/64, mostrando poco margen de variación en toda la muestra. Aparecen de forma accesoria intraclastos y cuarzo. La diversidad taxonómica de esta microfacies es intermedia. El componente mayoritario son los granos agregados, apareciendo como un 24% del total. Estas partículas están formadas por una masa que aglutina diversos fósiles. Posiblemente el aglutinante sean masas de cianobacterias, aunque no han podido ser identificadas con certeza. Los componentes fósiles que aparecen en una proporción superior al 4% son fragmentos de equinodermos, espículas de esponjas en distinto grado de

articulación (en algunas muestras éstas no aparecen), pelecípodos de concha fina, foraminíferos hialinos, fragmentos de braquiópodos y gasterópodos. De forma accesoria, y no apareciendo en todas las muestras, se reconocen fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, foraminíferos aglutinados, fragmentos de ammonoideos, serpúlidos, briozoos, ostrácodos, belemnites, corales y restos no identificables (figura 7.6).

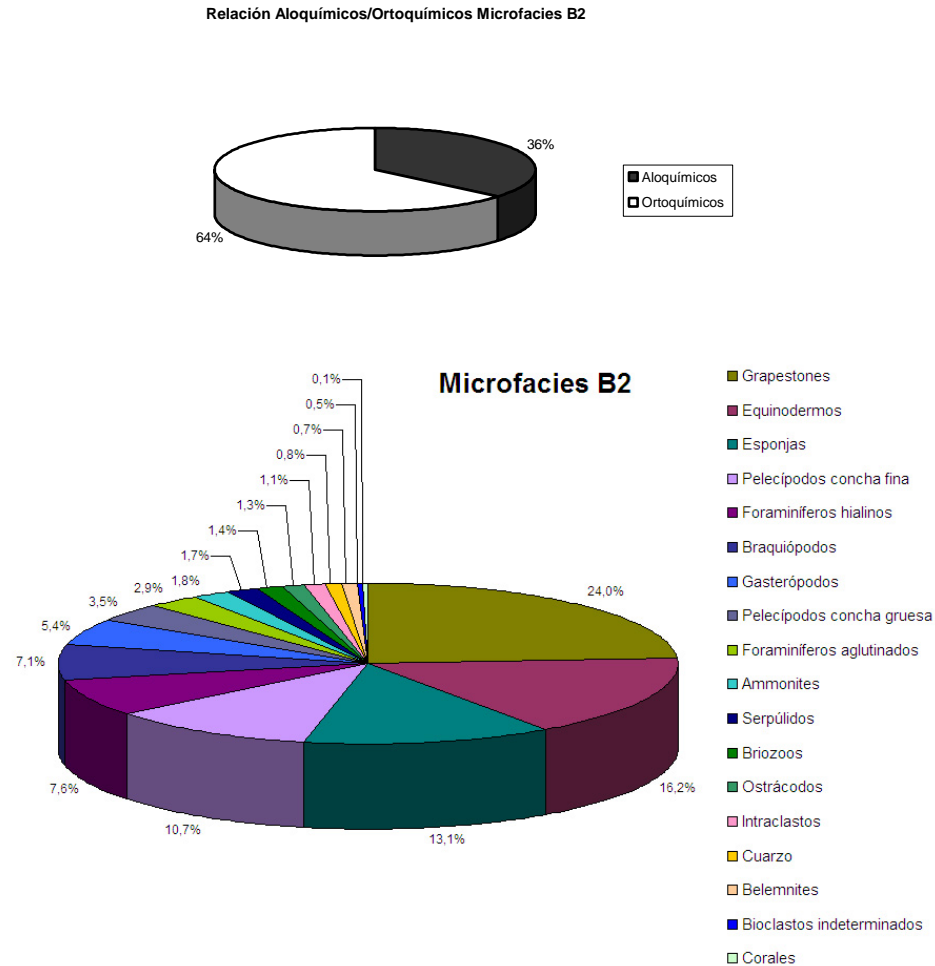


Figura 7.6.- Riqueza y diversidad específica B2.

Los procesos tafonómicos parecen haber actuado homogéneamente, y los restos esqueléticos muestran evidencias de encostramiento, recristalización (incluyendo la micritización) y fragmentación, que afectan a todos los grupos. Los procesos de bioerosión, disolución y reemplazamiento por minerales de hierro afectan de forma más variable a los fósiles de esta microfacies. Se aprecia compactación de la matriz, apareciendo ocasionalmente estilolitos ferruginizados. Aparecen óxidos de hierro accesorios (pirita oxidada), así como dolomitizaciones parciales de la matriz, junto con finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece restringida a los sectores Suroccidental (secciones de Tejada y Rabanera del Pinar) y Suroriental (secciones de Aldealpoz, Ciria y Malanquilla).

7.3.3 FACIES 3: *Wackestone* bioclástico

La facies 3 se corresponde con un conjunto de microfacies de textura *wackestone* que se caracterizan por presentar una abundancia y una diversidad taxonómica de fósiles relativamente alta (Facies III₁, VII). Dependiendo de las zonas, puede presentar ciertas peculiaridades, por lo que se describirán los dos tipos más característicos.

7.3.3.1 Microfacies C: *Wackestone* bioclástico (ocasionalmente *Packstone*)

(Lámina 7.6). Matriz constituida por micrita microcristalina, en algunas ocasiones peloidal, con fragmentos esqueléticos de diversos fósiles y bioturbación. La matriz puede estar recrystalizada en distinto grado, transformándose la micrita a microesparita o incluso pseudoesparita. En algunas muestras se reconocen fenómenos de dolomitización parcial de la matriz. Las trazas de bioturbación son irregulares, indicando un bajo grado de consolidación del sedimento. En algunos casos son más nítidas, y se pueden identificar galerías horizontales milimétricas que muestran estructuras de *spreiten*. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 44/56, mostrando poco rango de variación. De forma accesoria aparecen peloides, intraclastos y cuarzo. La diversidad taxonómica de esta microfacies es relativamente alta, apareciendo en una proporción superior al 4% pelecípodos de concha fina, fragmentos de equinodermos, foraminíferos hialinos, fragmentos de braquiópodos, serpúlidos y gasterópodos. Como elementos accesorios y que no aparecen en toda la muestras, se encuentran fragmentos de ammonoideos, espículas de esponjas, briozoos, ostrácodos, foraminíferos aglutinados, belemnites y corales (figura 7.7)

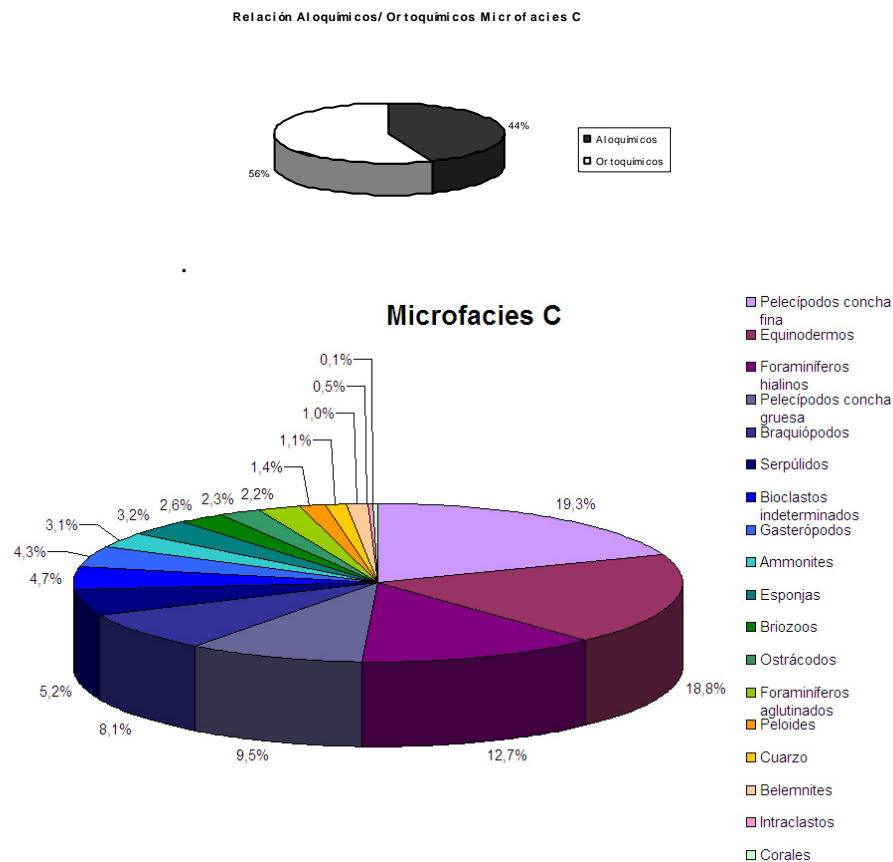


Figura 7.7.- Riqueza y diversidad específica C.

Los procesos tafonómicos han actuado diferencialmente en los restos esqueléticos y consisten en disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución). En los sectores meridionales además se reconocen los procesos de encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro. En el Sector Noroccidental aparecen ocasionalmente encostramiento y reemplazamiento por minerales de hierro. Se aprecia compactación de la matriz, apareciendo ocasionalmente estilolitos ferruginizados. Aparecen óxidos de hierro accesorios (pirita euhedral oxidada), así como dolomitizaciones parciales de la matriz, junto con finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en todas las zonas estudiadas. Sector Suroccidental (secciones de Castrovido, Vilviestre del Pinar, Quintanilla de las Viñas, Paules de Lara, Tejada, Rabanera del Pinar, Hontoria del Pinar y Talveila), Sector Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Villavelayo, Huerta de Arriba, Santa Inés y Peña Hincada), Sector Nororiental (secciones de Muro de Aguas, Préjano y Jubera) y Sector Suroriental (secciones de Aldealpozo, Pozalmuro, Pinilla del Campo, Ciria, Borobia I y II y Malanquilla).

7.3.3.2 Microfacies D: *Wackestone* con Partículas con Cubiertas Ferruginosas

(Lámina 7.7). El rasgo más característico de esta microfacies es la presencia de partículas con cubiertas ferruginosas, que pueden corresponder tanto a ooides ferruginosos, oncoides ferruginizados (no los referidos en el sentido de Young (1989), ver capítulo antecedentes oolitos ferruginosos), intraclastos micritizados y ferruginizados o fragmentos de fósiles micritizados y ferruginizados. En los diagramas de abundancia relativa de aloquímicos todas estas partículas ferruginizadas aparecen con la denominación de ooides ferruginosos. La descripción detallada de estas partículas está reflejada en el capítulo específico de partículas ferruginizadas. Esta microfacies está constituida por micrita micropeloidal, a veces peloidal, con fragmentos esqueléticos de diversos fósiles, partículas encostradas con cubiertas ferruginosas y bioturbación. La matriz puede aparecer recristalizada en distinto grado a microesparita e incluso pseudoesparita. En ocasiones se observan dolomitizaciones parciales. La matriz aparece bioturbada homogéneamente observándose la presencia de galerías definidas ocasionales, lo cual parece indicar la existencia de un fondo semi-consolidado en el momento de su formación. Estas galerías tanto horizontales como verticales, muestran marcas de *spreiten* asociadas y presentan un diámetro en torno al milímetro. Algunas podrían corresponder con el icnogénero *Planolites*. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 39/61, apareciendo cuarzo de forma accesorio. La diversidad taxonómica de esta microfacies es relativamente alta. Los fósiles que superan el 4% son fragmentos de equinodermos, foraminíferos hialinos, pelecípodos de concha fina y fragmentos de concha gruesa, espículas de esponjas o fragmentos de éstas, fragmentos de braquiópodos y serpulidos. De forma accesorio aparecen foraminíferos aglutinados, corales, gasterópodos, ammonoideos, belemnites, briozoos y ostrácodos (figura 7.8).

Los procesos tafonómicos más comunes incluyen disolución, recristalización (incluyendo micritización) y fragmentación. También se observan fenómenos de encostramiento y bioerosión en los restos esqueléticos de algunos grupos fósiles, y puntualmente, en el Sector Suroriental aparecen procesos de reemplazamiento por minerales de hierro en los restos fósiles. Se reconoce la aparición ocasional de estilolitos ferruginizados y la existencia de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

La matriz está afectada por fenómenos generalizados aunque poco intensos de disolución y recristalización.

Distribución geográfica: aparece en los sectores Suroccidental (secciones de Vilviestre del Pinar, Palacios de la Sierra, Moncalvillo, Quintanilla de las Viñas y Hontoria del Pinar), Sector Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Huerta de Arriba, Villavelayo y Peña Hincada) y Sector Suroriental (secciones de Aldealpozo, Pinilla del Campo, Borobia I y II y Malanquilla).

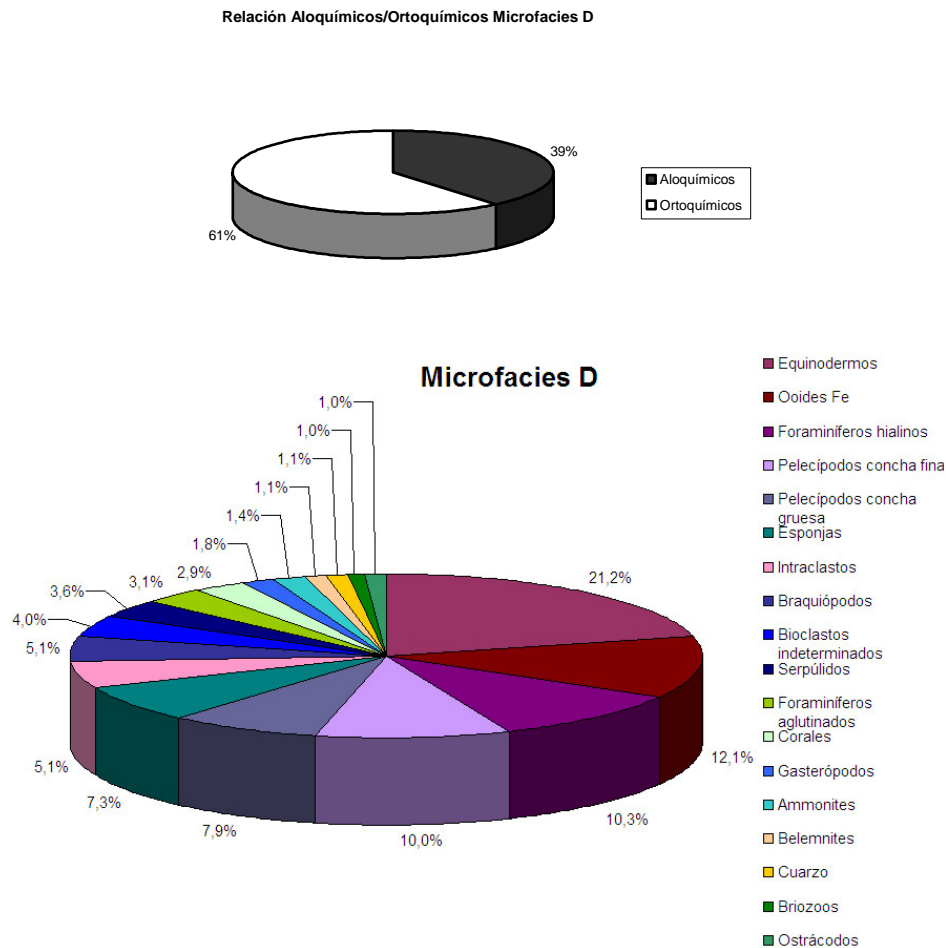


Figura 7.8.- Riqueza y diversidad específica D.

7.3.4 FACIES 4: *Packstone* bioclástico

Incluye un conjunto de microfacies con textura *packstone* con alta abundancia de fósiles y diversidad taxonómica media-alta (Facies III₂, VI, VII). La variabilidad geográfica que presenta nos ha permitido diferenciar cinco tipos.

7.3.4.1 Microfacies E1: *Packstone* bioclástico no ferruginizado

(Lámina 7.8). Está constituida por micrita con restos esqueléticos de diversos grupos fósiles y bioturbación. La matriz corresponde a una micrita micropeloidal, que muestra cierto grado de recristalización, transformándose por lo general a microesparita y en ciertas ocasiones a

pseudoesparita. Puede presentar ocasionalmente procesos de dolomitización parcial y de disolución. Los procesos de bioturbación tienden a homogeneizar el sedimento, apareciendo de forma más definida algunas trazas de bioturbación consistentes en galerías horizontales o inclinadas de diámetro milimétrico mostrando marcas de *spreiten* asociadas. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 60/40, mostrando poco rango de variación, apareciendo cuarzo en una proporción en torno al 1,5% del total de aloquímicos. La diversidad taxonómica de esta microfacies es relativamente alta, apareciendo en una proporción superior al 4% fragmentos de equinodermos, pelecípodos de concha fina, foraminíferos hialinos, fragmentos de pelecípodos de concha gruesa y braquiópodos, serpúlidos y gasterópodos. De forma accesoria se encuentran briozoos, foraminíferos aglutinados, ostrácodos, espículas de esponjas, ammonoideos, corales, belemnites y restos no identificados (figura 7.9). Esta microfacies es bastante similar a la Microfacies C, pero la diferencia principal entre ambas es la textura más condensada de los aloquímicos en la Microfacies E1.

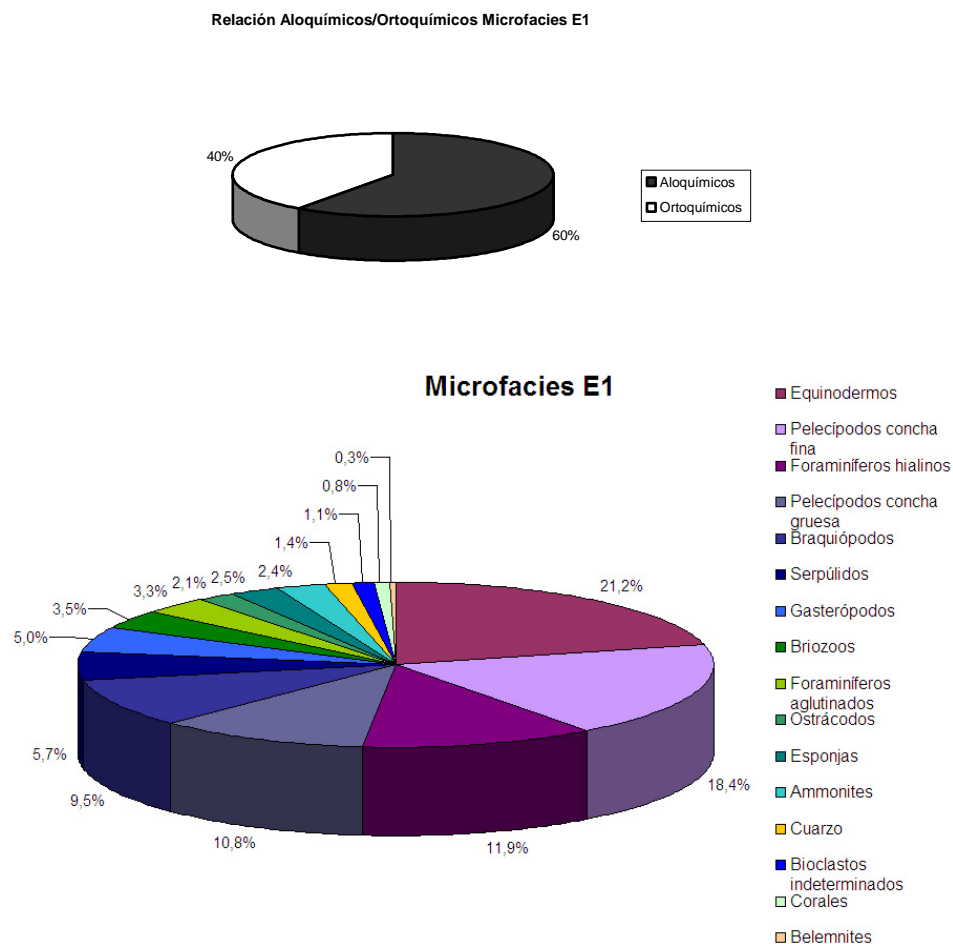


Figura 7.9.- Riqueza y diversidad específica E1.

Los procesos tafonómicos han actuado diferencialmente en los restos esqueléticos y consisten en disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y fragmentación, que suelen afectar frecuentemente a todos los grupos fósiles. En los sectores occidentales el proceso de encostramiento aparece bien representado y el proceso de bioerosión está restringido a determinados grupos fósiles. En el resto de sectores aparecen puntualmente los procesos de encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro. La matriz aparece afectada por fenómenos de

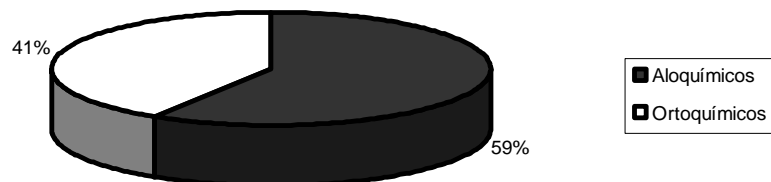
compactación y en ella se observa la presencia ocasional de oxo-hidróxidos de hierro y de procesos de dolomitización parcial, así como de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece representada en todas las zonas estudiadas. Sector Suroccidental (secciones de Quintanilla de las Viñas, Castrovido, Vilviestre del Pinar, Moncalvillo, Tejada, Rabanera del Pinar y Hontoria del Pinar), Sector Noroccidental (secciones de Villavelayo y Canales de la Sierra), Sector Nororiental (sección Muro de Aguas) y Sector Suroriental (secciones de Aldelpozo, Pozalmuro, Ciria, Borobia I y II y Malanquilla).

7.3.4.2 Microfacies E2: *Packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados

(Lámina 7.9). Aparecen fósiles con distinto grado de ferruginización e intraclastos ferruginizados, que no llegan a desarrollar envueltas ferruginizadas, en una matriz constituida por micrita microcristalina con bioturbación generalizada. Esta matriz suele presentar cierto grado de recristalización, variando entre microesparita (más común) y pseudoesparita (menos frecuente). De forma ocasional puede estar afectada por procesos de dolomitización parcial o por cementaciones poiquilóticas puntuales. La bioturbación es difusa, identificándose en alguna ocasión trazas del icnogénero *Chondrites*. La relación promedio de aloquímicos/ortoquímicos es 59/41, variando generalmente entre los rangos 50/50 y 70/30. El cuarzo representa aproximadamente 1,5% del total de aloquímicos. La diversidad taxonómica es relativamente alta, apareciendo en proporciones superiores al 4% fragmentos de equinodermos y de braquiópodos, pelecípodos de concha fina y fragmentos de los de concha gruesa, bioclastos totalmente ferruginizados, foraminíferos hialinos, serpulidos, gasterópodos, foraminíferos aglutinados y briozoos. De forma accesoria se encuentran intraclastos ferruginizados (que aparecen principalmente en el Sector Noroccidental), espículas de esponja, fragmentos de ammonoideos, corales, ostrácodos y belemnites (figura 7.10). Esta microfacies es una variación de la Microfacies E1, con un grado importante de ferruginización en los fósiles que la componen, y que aparece en lugares muy puntuales.

Relación Aloquímicos/Ortoquímicos Microfacies E2



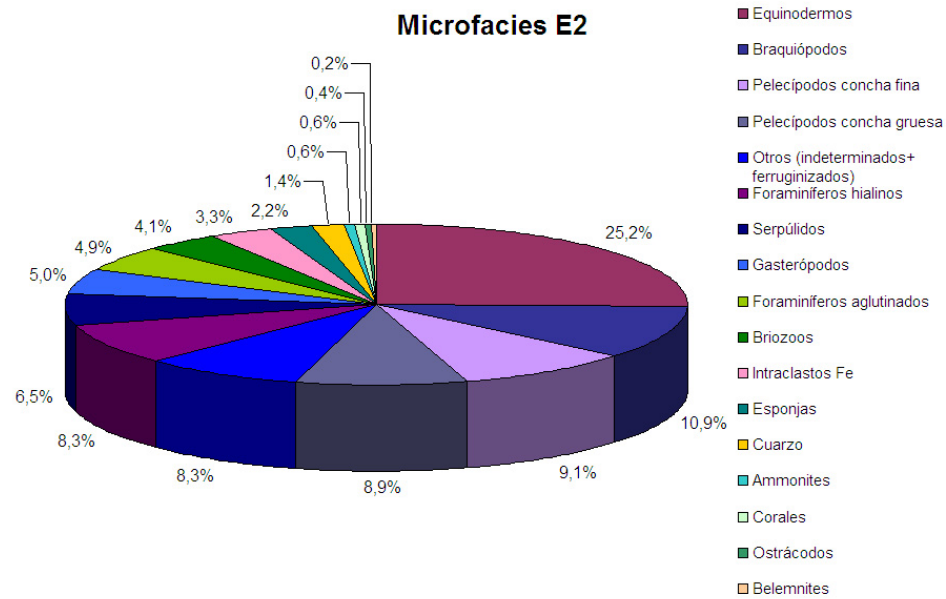


Figura 7.10.- Riqueza y diversidad específica E2.

Los procesos tafonómicos que parecen haber actuado homogéneamente en los restos fósiles incluyen disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución). Afectando a pocos grupos fósiles dentro del total, aparecen señales de encostramiento y bioerosión y de forma preferencial, en determinados grupos fósiles, aparece el proceso de reemplazamiento por minerales de hierro en los restos esqueléticos. La matriz aparece afectada por fenómenos de compactación y en ella se observa la presencia significativa de oxo-hidróxidos de hierro en forma de grumos, la presencia ocasional de procesos de dolomitización parcial, así como la aparición de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en el Sector Suroccidental (secciones de Paules de Lara, Quintanilla de las Viñas, Castrovido, Tejada, Rabanera del Pinar, Hontoria del Pinar y Talveila), Sector Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Huerta de Arriba, Villavelayo, Santa Inés y Peña Hincada) y Sector Suroriental (secciones de Aldealpozo, Pinilla del Campo y Malanquilla).

7.3.4.3 Microfacies F1: *Packstone* con Partículas con Cubiertas Ferruginosas

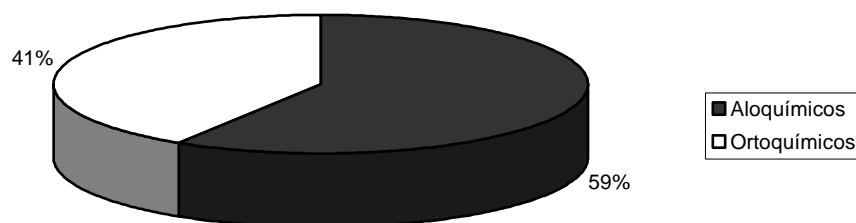
(Lámina 7.10). El rasgo característico es la presencia de partículas con cubiertas ferruginosas (ooides ferruginosos, oncoides ferruginizados, fragmentos de fósiles micritizados y ferruginizados) denominados de forma general como ooides ferruginosos, y que constituyen el 16% de los aloquímicos, en una matriz con textura *packstone*. Las partículas ferruginizadas de esta microfacies son similares a las que aparecen en la Microfacies D, pero se diferencian en el tamaño de las partículas y el desarrollo de las envueltas. Por lo general las partículas con cubierta ferruginizadas de ésta microfacies tienen menor tamaño y presentan menor desarrollo de envueltas que las de la Microfacies D. Las que aparecen en la presente microfacies corresponden con partículas ferruginizadas de Etapa 2 y las de la Microfacies D con partículas ferruginizadas de Etapa 3. La descripción detallada de estas partículas está reflejada en el capítulo específico de partículas ferruginizadas (Fig. 8.6, pp. 288). La matriz está constituida por micrita microcristalina, en

ocasiones micropeloidal, bioturbada, que presenta fragmentos de diversos fósiles junto con las partículas encostradas con cubiertas ferruginosas. La matriz aparece generalmente recristalizada a microesparita, e incluso con cierta frecuencia, a pseudoesparita. Los fenómenos de dolomitización o de sideritización parciales se pueden observar de forma ocasional en la matriz. La bioturbación es un fenómeno generalizado, que muestra que el sedimento estaba en muchas ocasiones semi-consolidado. Los interiores de las galerías aparecen con frecuencia rellenos con óxidos de hierro, o parcialmente dolomitizados y/o sideritizados. La relación promedio de aloquímicos/ortoquímicos es 59/41, oscilando entre los valores 50/50 y 70/30. Aparece cuarzo en una proporción promedio del 3%. La diversidad taxonómica de esta microfacies oscila entre intermedia y relativamente alta dependiendo de las muestras. Los taxones que aparecen en proporciones mayores del 4% son fragmentos de equinodermos, foraminíferos hialinos, fragmentos de braquiópodos, pelecípodos de concha fina, fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, foraminíferos aglutinados y restos no identificables. De forma accesoria se encuentran serpúlidos, esponjas, gasterópodos, briozoos, fragmentos de ammonioideos o secciones completas de éstos, ostrácodos y belemnites (figura 7.11).

De forma generalizada los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recristalización (incluyendo micritización), distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución) y reemplazamiento por minerales de hierro. Encostramiento y bioerosión afectan únicamente a determinados grupos fósiles (equinodermos, belemnites, esponjas). La matriz aparece afectada por fenómenos de compactación, y en ella se observa la presencia de fenómenos generalizados y de intensidad variable de disolución y recristalización, la presencia ocasional de procesos de dolomitización y sideritización parciales y la aparición de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en los sectores Suroccidental (secciones de Quintanilla de las Viñas, Moncalvillo, Palacios de la Sierra, Vilviestre, Hontoria del Pinar y Talveila), Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Huerta de Arriba, Villavelayo y Peña Hincada) y Suroriental (secciones de Aldealpozo, Pozalmuro, Pinilla del Campo, Borobia I y II y Malanquilla).

Relación Aloquímicos/Ortoquímicos Microfacies F1



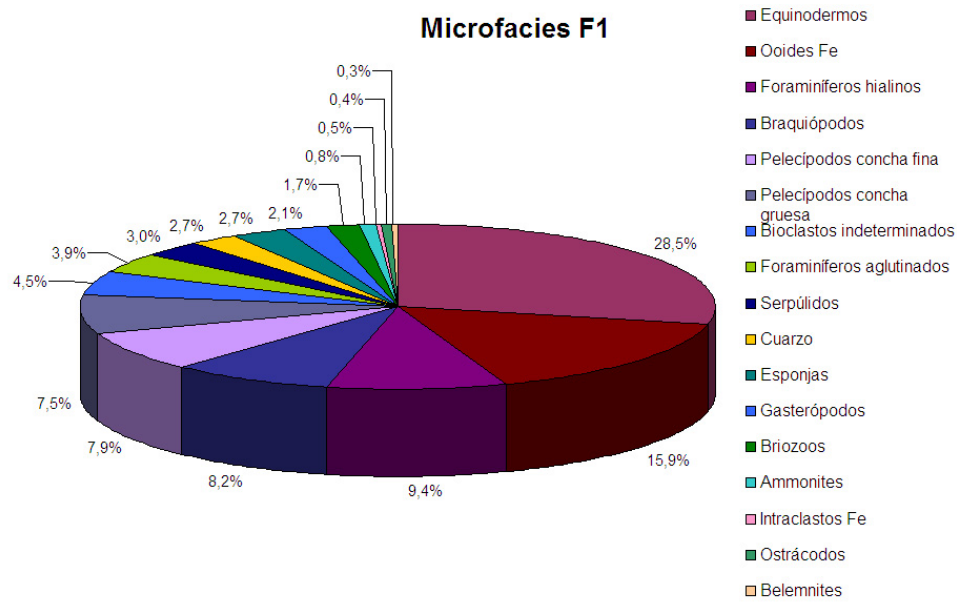


Figura 7.11.- Riqueza y diversidad específica F1.

7.3.4.4 Microfacies F2: *Packstone* con intraclastos y Partículas con Cubiertas Ferruginosas

(Lámina 7.11). Se caracteriza por la presencia de grandes intraclastos ferruginizados (12% del total de aloquímicos), indicativos de procesos de litificación tempranos, junto con partículas con cubiertas ferruginizadas (13% del total de aloquímicos). La matriz está constituida por micrita micropeloidal bioturbada, y aparece frecuentemente recristalizada a microesparita y pseudoesparita, pudiendo también estar afectada por procesos de dolomitización. Se observan diferentes huellas de bioturbación, que reflejan distintos grados de consolidación del sustrato. Este puede variar entre semi-consolidado y litificado parcialmente. Algunas trazas de bioturbación tienen asociadas estructuras de *spreiten*; otras podrían corresponder con galerías del icnogénero *Planolites*. La relación aloquímicos/matriz promedio tiene un valor de 60/40, oscilando entre 50/50 y 70/30, y el cuarzo aparece en una proporción promedio de 2,5%. La diversidad taxonómica varía entre intermedia y alta dependiendo de las muestras. Los taxones que superan la proporción del 4% son fragmentos de equinodermos, foraminíferos hialinos, pelecípodos de concha fina y fragmentos de pelecípodos de concha gruesa. En determinadas muestras los fragmentos de braquiópodos y las esponjas son también abundantes, reflejando la media de la microfacies para estos fósiles porcentajes en torno al 4%. De forma accesoria aparecen foraminíferos aglutinados, gasterópodos, serpúlidos, briozoos, ammonoideos, belemnites, ostrácodos, corales y restos no identificables (figura 7.12).

De forma generalizada los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recristalización (incluyendo micritización) y distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución. Afectando a determinados grupos fósiles (esponjas, belemnites, equinodermos) se observan señales de encostramiento, bioerosión y reemplazamiento por minerales de hierro en los restos fósiles. La matriz aparece afectada por fenómenos de compactación, y en ella se observa la presencia de fenómenos generalizados y de intensidad variable de disolución, recristalización e incluso cementación temprana, la presencia ocasional de procesos de dolomitización parcial y la aparición de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: aparece en los sectores Suroccidental (secciones de Paules de Lara, Moncalvillo, Vilviestre y Tejada), Noroccidental (secciones de Canales de la Sierra, Huerta de Arriba, Villavelayo, Santa Inés y Peña Hincada) y Suroriental (secciones de Aldealpozo, Borobia I y II y Malanquilla).

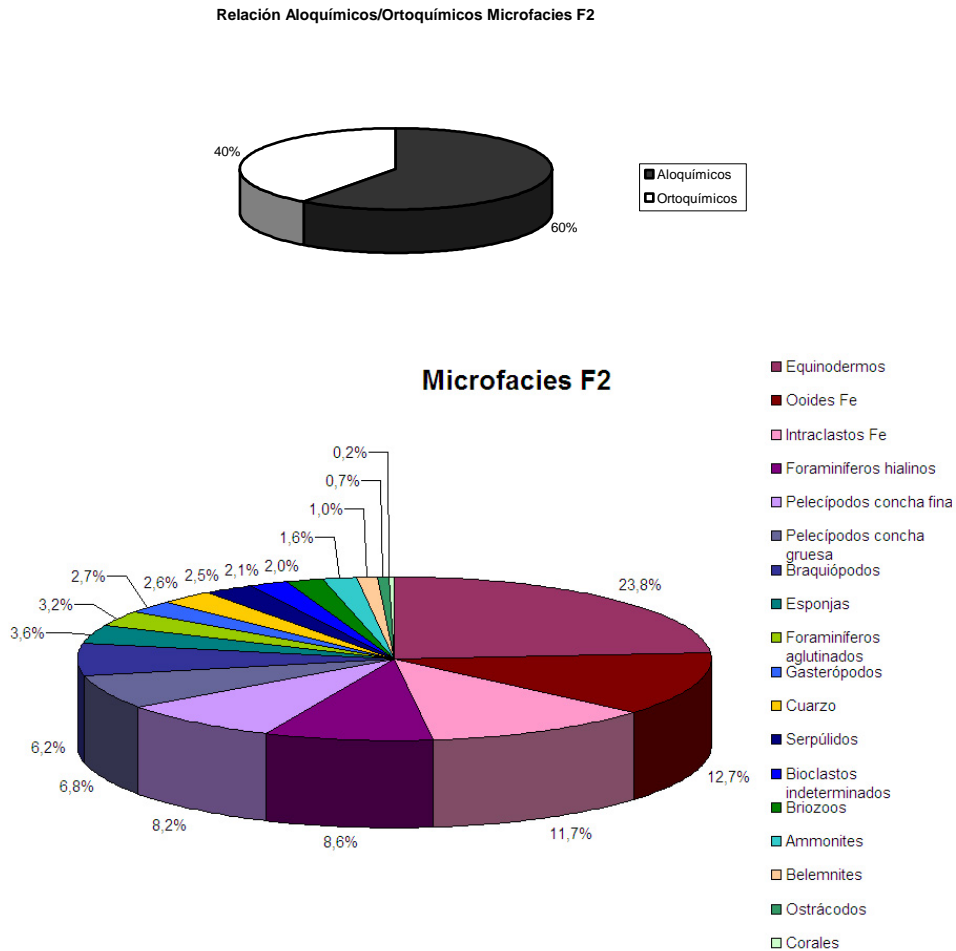


Figura 7.12.- Riqueza y diversidad específica F2.

7.3.4.5 Microfacies G: *Packstone/Grainstone* con granos agregados no ferruginizados

(Lámina 7.12). Se caracteriza por la presencia de un 25% de granos agregados o *grapestones* no ferruginizados. Otro rasgo característico es la presencia de pirita euhedral o formando haces en casi todas las muestras. La matriz está constituida por micrita micropeloidal frecuentemente recristalizada a microesparita o pseudoesparita, con presencia ocasional de cemento esparítico, que presenta una proporción variable de fósiles. Puede presentar ocasionalmente procesos de dolomitización. La relación promedio de aloquímicos/matriz es 63/37, con poco grado de variación. Aparece cuarzo en una proporción de 1%. Diversidad taxonómica intermedia, apareciendo con porcentajes superiores al 4% del total fragmentos de equinodermos, pelecípodos de concha fina, foraminíferos hialinos y aglutinados y fragmentos de braquiópodos. De forma accesoria se encuentran belemnites, fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, ammonioideos, serpulidos, briozoos, gasterópodos, espículas de esponja y ostrácodos (figura 7.13).

De forma generalizada los restos esqueléticos muestran señales de encostramiento, bioerosión, disolución, recristalización (incluyendo micritización) y distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución). La matriz aparece afectada por fenómenos de compactación, y en ella se observa la presencia generalizada de sulfuros de hierro oxidados, la presencia ocasional de procesos de dolomitización parcial y la existencia de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Distribución geográfica: esta microfacies aparece restringida al Sector Suroriental (Alrededores del Moncayo: secciones de Ciria, Borobia II y Malanquilla) y aparece puntualmente en la sección de Castrovido.

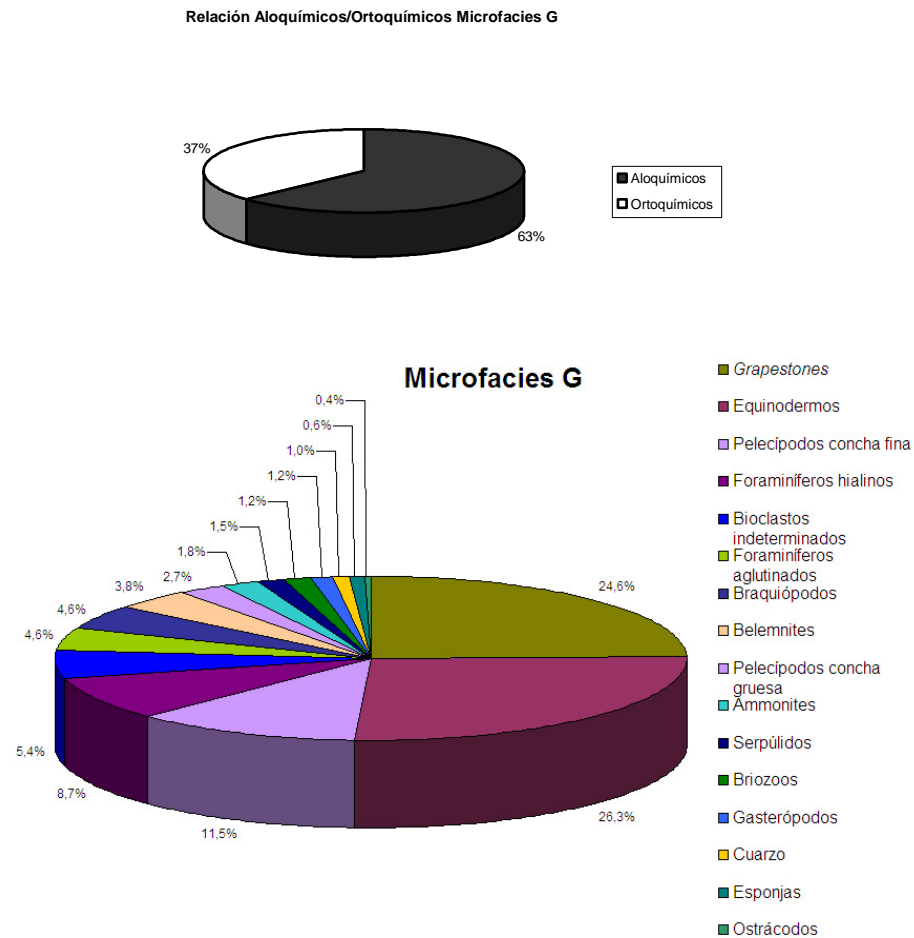


Figura 7.13.- Riqueza y diversidad específica G.

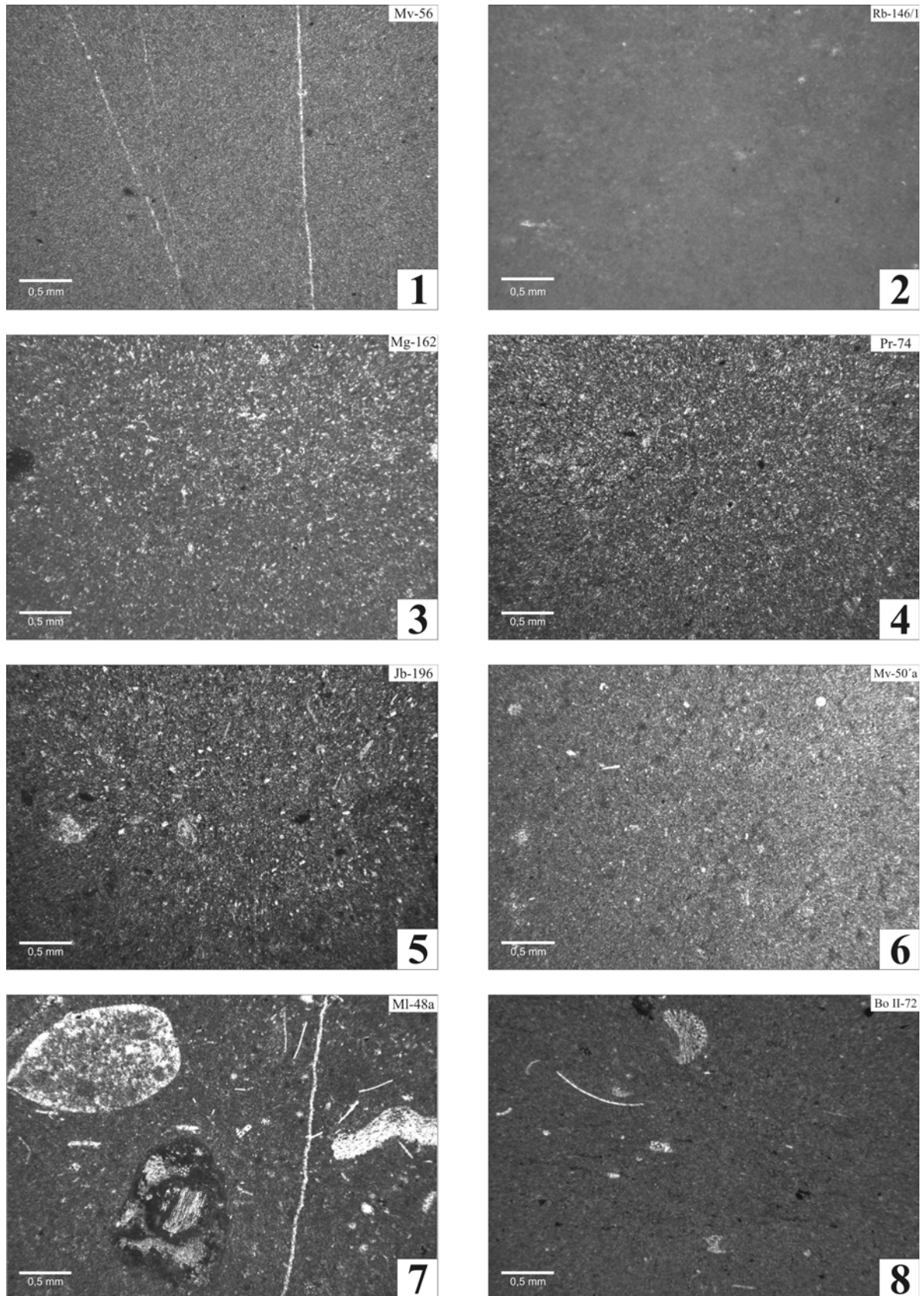


Lámina 7.1. MICROFACIES A1 (1-4): *Mudstone* bioturbado con baja proporción de fósiles. MICROFACIES A2 (5-8): *Mudstone* con espículas de esponjas. 1.-Mv-56: *mudstone* no bioclástico. 2.- Rb 146/1: *mudstone* no bioclástico. 3.- Mg-162: *mudstone* no bioclástico recristalizado con cuarzo detrítico. 4.- Pr-74: *mudstone* no bioclástico recristalizado. 5.- Jb-196: *mudstone* con espículas de esponjas y filamentos. 6.- Mv-50'a: *mudstone* con espículas de esponjas. 7.- Ml-48a: *mudstone* con espículas de esponjas, foraminíferos y pelecípodos. 8.- Bo II-72: *mudstone* con espículas de esponjas, equinodermos y pelecípodos.

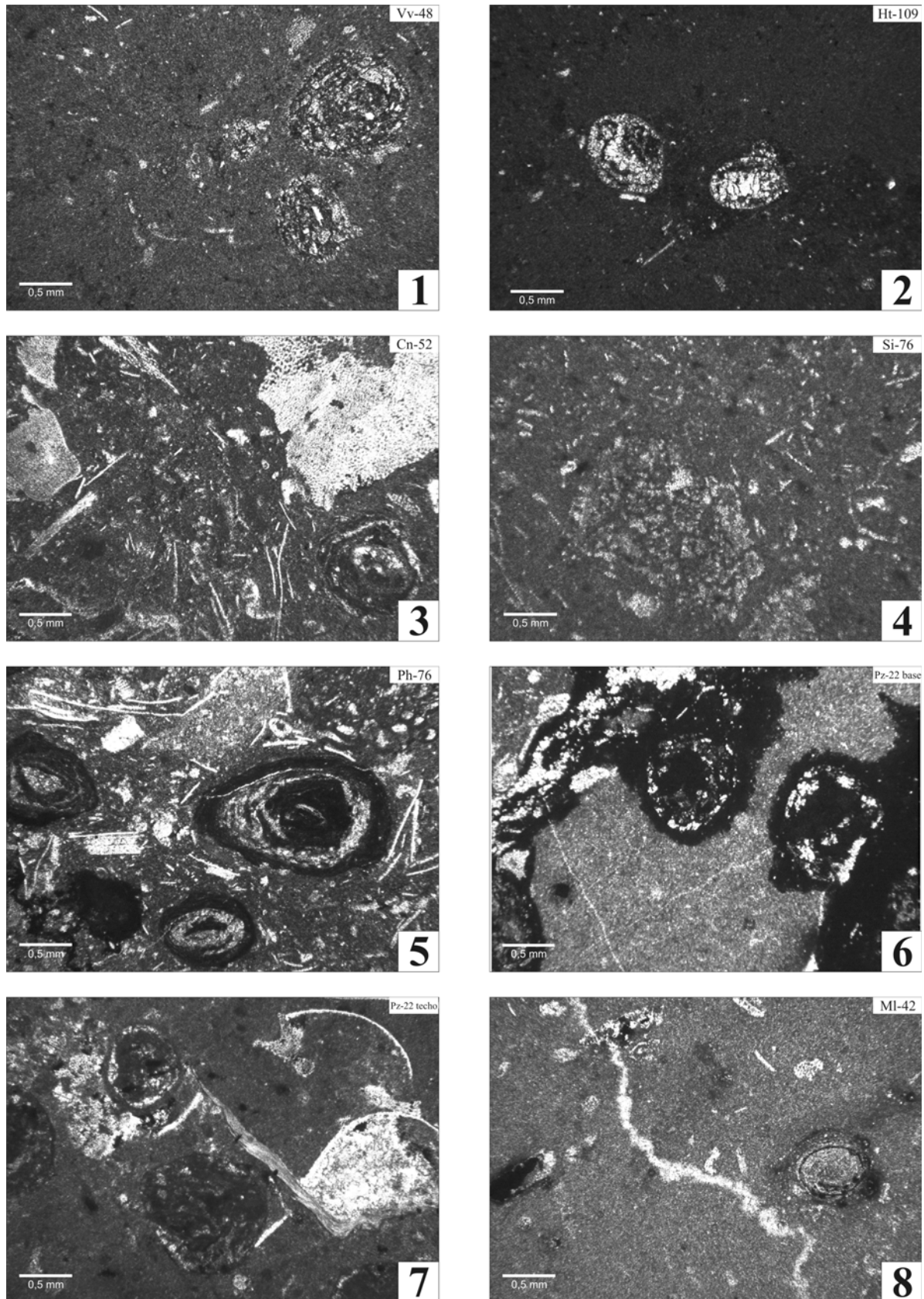


Lámina 7.2. MICROFACIES A3: *Mudstone/Wackestone con ooides/oncoides reemplazados por calcita.* **1.-** Vv-48: se ven aún residuos ferruginosos en el interior de las partículas. **2.-** Ht-109: partículas con mayor grado de recrystalización. **3.-** Cn-52: oncoide parcialmente reemplazado en matriz bioclástica. **4.-** Si-76: matriz bioturbada. **5.-** Ph76: oncoides ferruginizados parcialmente reemplazados por calcita en matriz bioclástica. Nótese el reemplazamiento de las envueltas internas. **6.-** Pz-22 base: partículas ferruginosas reemplazadas por carbonatos y con oxidación de la mineralogía de hierro original. **7.-** Pz-22 techo: oncoides/lumps parcialmente reemplazados por carbonatos, y fragmentos de pelecípodos y equinodermos. **8.-** MI-42: ooides ferruginizados levemente reemplazados a calcita.

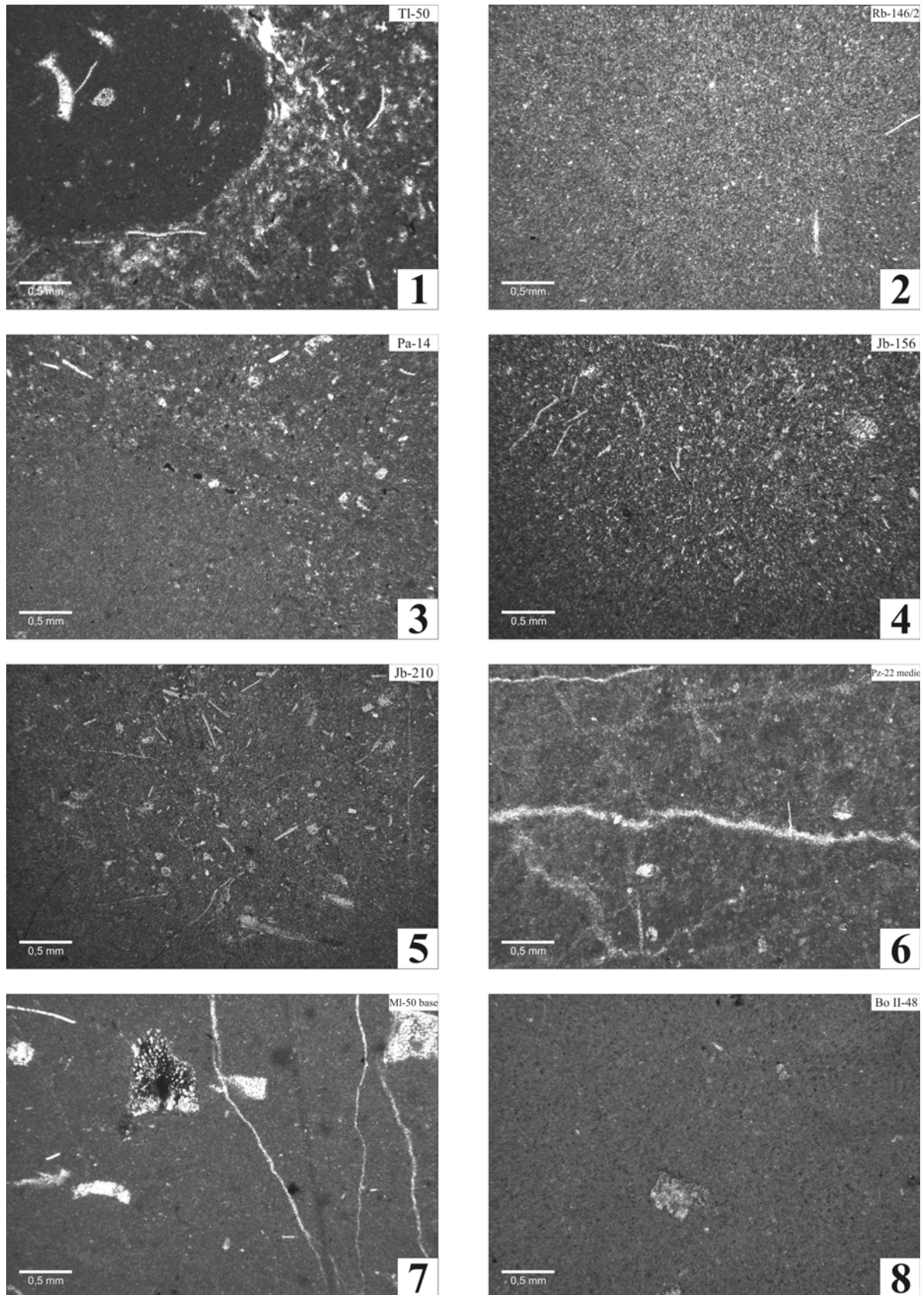


Lámina 7.3. MICROFACIES A4: *Mudstone* con pelecípodos de concha fina (filamentos). **1.-** Tl-50: las conchas se concentran en torno a la traza de bioturbación, indicativa de sustrato firme. **2.-** Rb-146/2: matriz recristalizada con escasas conchas de pelecípodo. **3.-** Pa-14: micrita con pelecípodos y algún grano de cuarzo. **4.-** Jb-156: matriz limoso-arcillosa con fragmentos de pelecípodos de concha fina. **5.-** Jb-210: junto a los pelecípodos de concha fina aparecen espículas de esponja silíceas. **6.-** Pz-22 medio: matriz recristalizada con pelecípodos. **7.-** Ml-50 base: junto a los fragmentos de pelecípodos se observan fragmentos de placas de equinodermos. **8.-** Bo II-48: micrita con fragmentos de pelecípodos de concha fina y de placas de equinodermo.

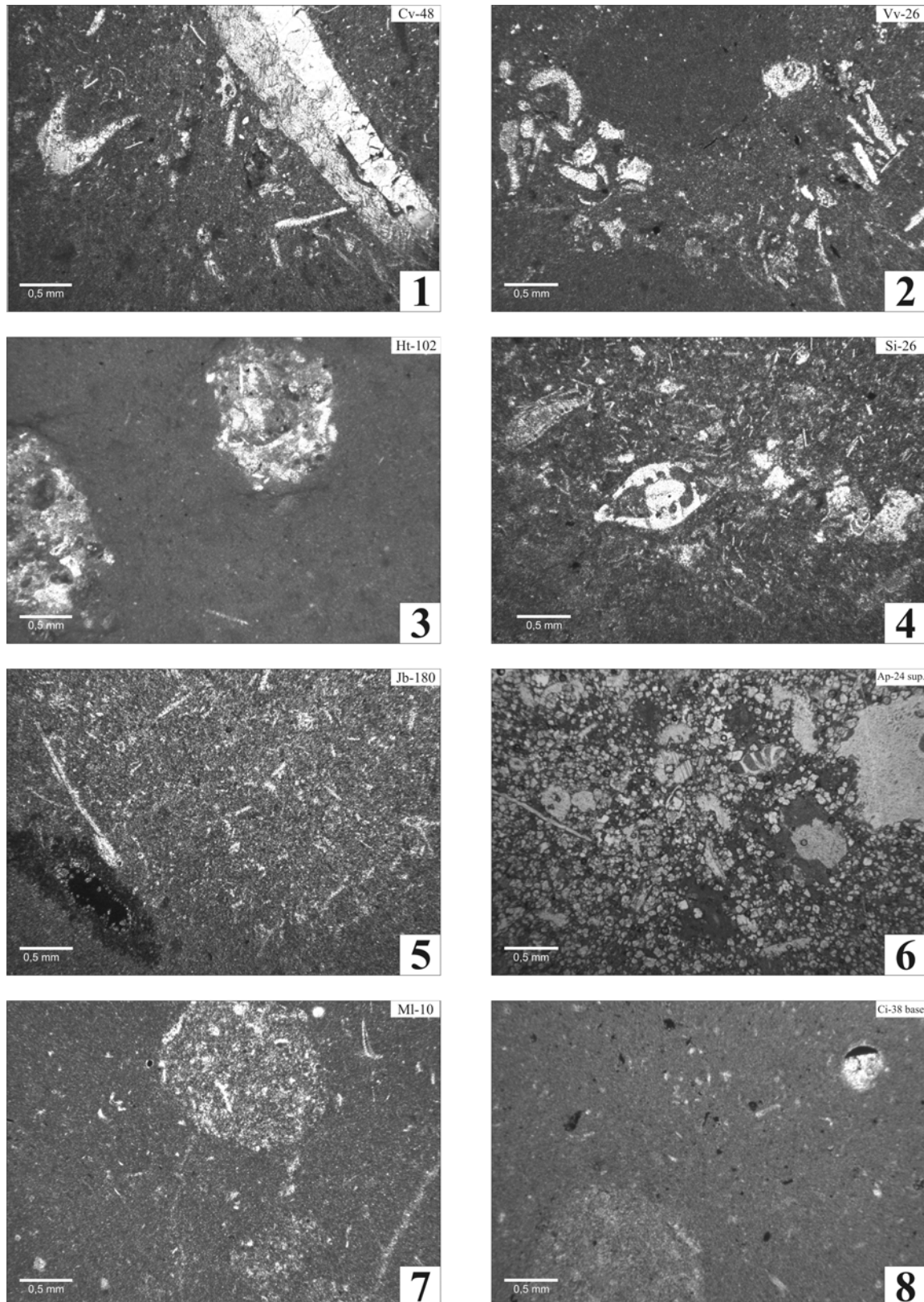


Lámina 7.4. MICROFACIES B1: *Wackestone* poco bioclástico bioturbado. **1.-** Cv-48: micrita con fragmentos de pelecípodos, de equinodermos y de foraminíferos de distinto tamaño y sin dirección preferente. **2.-** Vv-26: concentración de fragmentos fósiles (equinodermos y pelecípodos) en galería de bioturbación. **3.-** Ht-102: concentración de fragmentos fósiles muy disueltos en galería de bioturbación. **4.-** Si-26: concentración debida a bioturbación de fragmentos fósiles (foraminíferos hialinos, pelecípodos de concha fina y equinodermos). **5.-** Jb-180: galería de bioturbación con aureola de compactación, rellena de óxidos (esquina inferior izquierda). Matriz microbioclástica con filamentos. **6.-** Ap-24 sup.: Fragmentos fósiles en una matriz dolomitizada (nótese los rombos de dolomita). **7.-** MI-10: sección de galería de bioturbación rellena de fragmentos fósiles, indicativa de sustrato firme. **8.-** Ci-38 base: sección de galería de bioturbación con mayor grado de disolución que la matriz circundante, indicativa de sustrato firme.

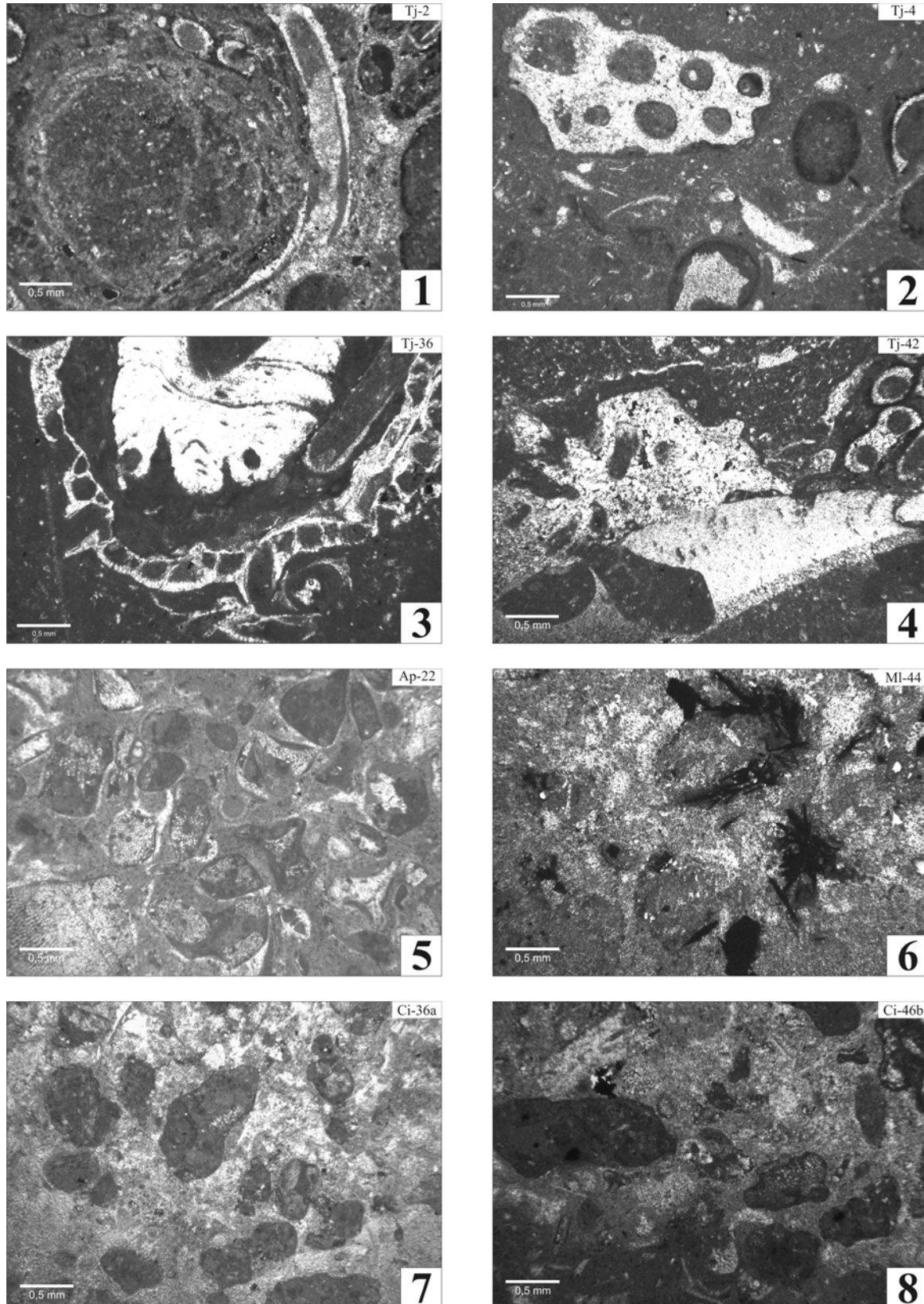


Lámina 7.5. MICROFACIES B2: Wackestone con granos agregados (grapestones y lumps). 1.- Tj-2: partícula aglutinada por serpúlidos y otros organismos incrustantes de gran tamaño. 2.- Tj-4: nodulizaciones y lumps junto con un gasterópodo y fragmentos de pelecípodos. 3.- Tj-36: grapestone formado por la aglutinación de briozoos y serpúlidos alrededor de otros fragmentos fósiles. 4.- Tj-42: grapestone formado por la aglutinación de serpúlidos y foraminíferos incrustantes alrededor de un fragmento de concha de pelecípodo que muestra perforaciones. 5.- Ap-22: lumps aglutinando fundamentalmente fragmentos de placas de equinodermos. 6.- MI-44: lumps disueltos con haces de óxidos de hierro reemplazándolos parcialmente, en matriz recrystalizada. 7.- Ci-36a: lumps irregulares inmersos en una matriz recrystalizada. 8.- Ci-46b: lumps irregulares inmersos en una matriz bioclástica recrystalizada.

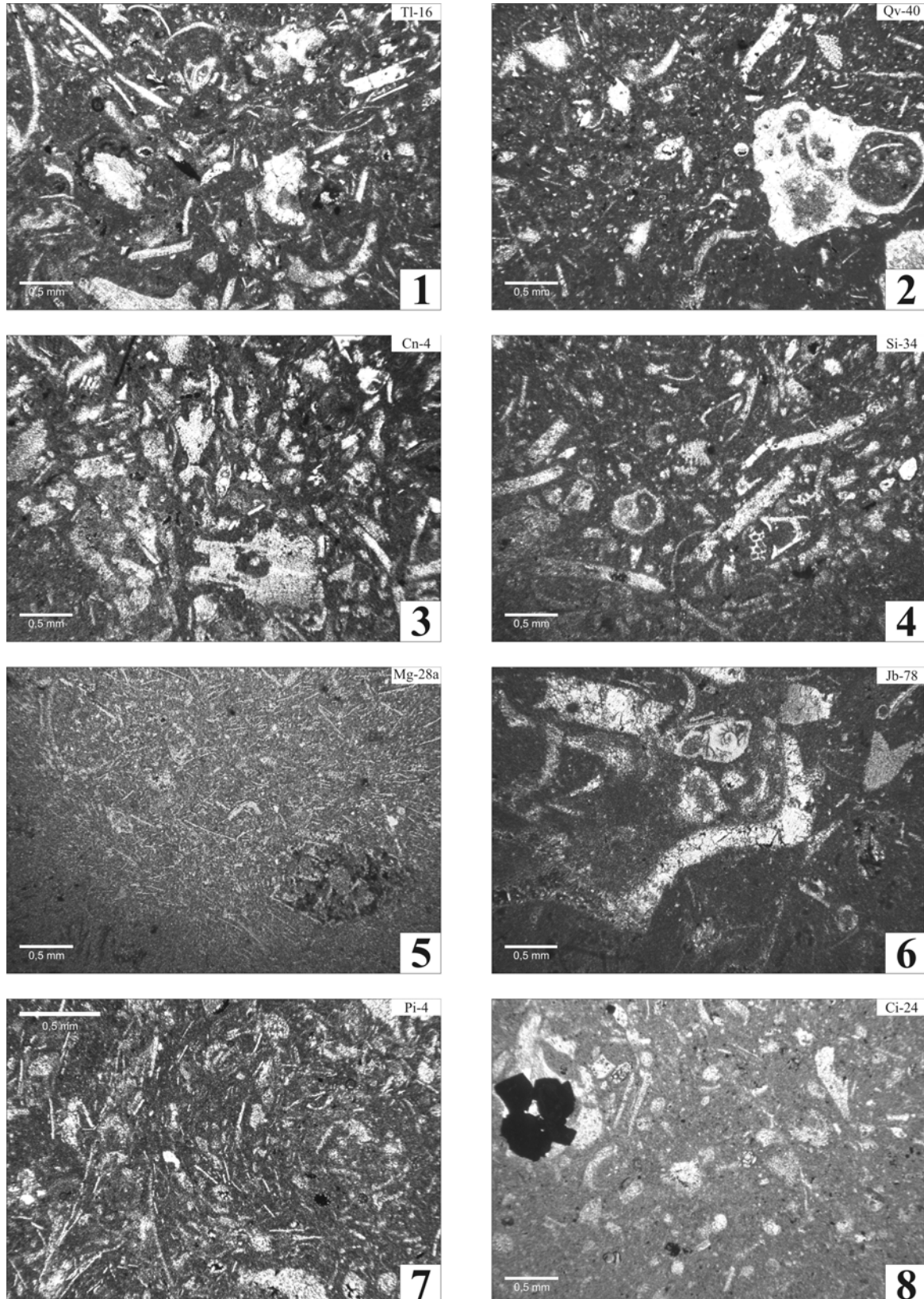


Lámina 7.6. MICROFACIES C: *Wackestone* bioclástico (ocasionalmente *Packstone*). **1.-** Tl-16: fragmentos de tamaños milimétrico de pelecípodos de concha gruesa y fina, de equinodermos, de briozoos y de foraminíferos aglutinados. **2.-** Qv-40: aparecen gasterópodos y fragmentos de pelecípodos de concha gruesa y fina y equinodermos, bastante recrystalizados. **3.-** Cn-4: aparecen fragmentos de placas de equinodermos, foraminíferos hialinos y fragmentos de pelecípodos recrystalizados. **4.-** Si-34: fragmentos de concha de pelecípodos de concha gruesa, en menor medida aparecen gasterópodos. **5.-** Mg-28a: dominan las valvas de pelecípodos de concha fina. **6.-** Jb-78: aparecen fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, de equinodermos y los foraminíferos hialinos. **7.-** Pi-4: destacan los fragmentos de concha de los pelecípodos de concha fina y fragmentos de placas de equinodermos. **8.-** Ci-24: fragmentos muy recrystalizados de pelecípodos de concha gruesa. Aparecen cristales euhedrales de pirita.

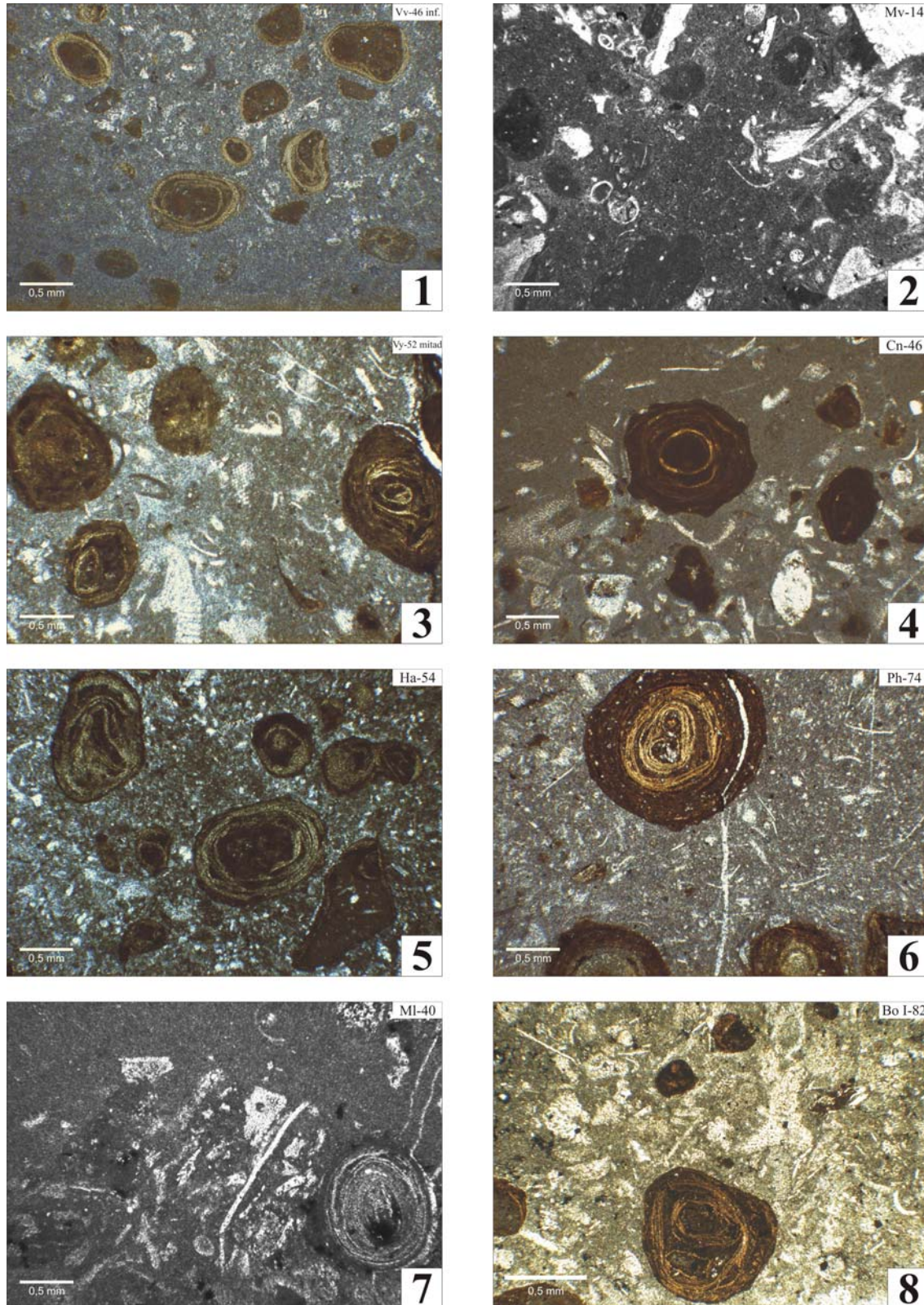


Lámina 7.7. MICROFACIES D: Wackestone con Partículas con Cubiertas Ferruginosas. 1.- Vv-46 inf.: intraclastos y ooides ferruginizados, sin selección, y fragmentos de fósiles recrystalizados. 2.- Mv-14: intraclastos ferruginizados junto con fragmentos de equinodermos, pelecípodos y foraminíferos. 3.- Vv-52 mitad: oncoides ferruginizados (incrustados por foraminíferos nubeculáridos), algo fragmentados junto con fragmentos de equinodermos y otros restos disueltos. 4.- ooides ferruginizados con bordes fragmentados o rodeados por cementos aciculares, junto fantasmas de fósiles en matriz micrítica. 5.- Ha-54: oncoides y *grapestones* ferruginizados, con envueltas alternantes oxidadas y reducidas, en matriz recrystalizada. 6.- Ph-74: partícula mixta ooide-oncoid ferruginizado. Parte oolítica silicatada y la oncolítica goetítica. Matriz recrystalizada con fragmentos de pelecípodos de concha fina. 7.- Ml-40: Ooide ferruginoso redondeado con fragmentos de equinodermos y pelecípodos. 8.- Bo I-82: intraclastos y oncoides ferruginizados con fragmentos de equinodermos y pelecípodos.

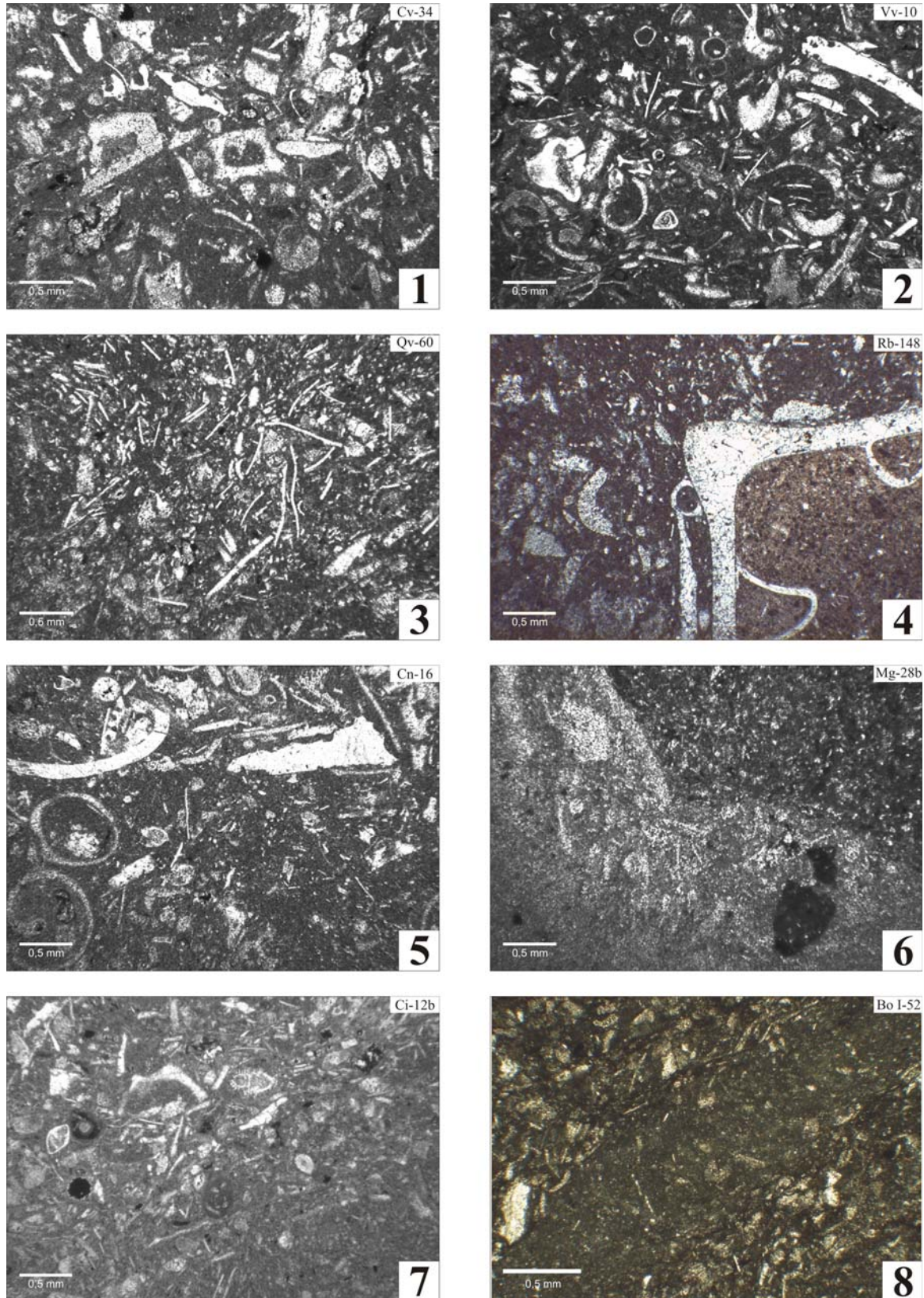


Lámina 7.8. MICROFACIES E1: *Packstone* bioclástico no ferruginizado. 1.- Cv-34: fragmentos de placas de equinodermos, pelecípodos de concha gruesa recrystalizados y fragmentos inidentificables. 2.- Vv-10: fragmentos de pelecípodos de concha gruesa, de foraminíferos hialinos y equinodermos. 3.- Qv-60: fragmentos de pelecípodos de concha fina y gruesa. 4.- Rb-148: concha de ammonoideo reelaborado (distinto relleno que la matriz) con serpúlido incrustado en la parte exterior, y fragmentos de equinodermos. 5.- Cn-16: fragmentos de moluscos (gasterópodos y pelecípodos) y de equinodermos. 6.- Mg-28b: fragmentos de pelecípodos bastante disueltos. La zona oscura de la matriz parece más rica en materia orgánica. 7.- Ci-12b: foraminíferos hialinos y aglutinados, fragmentos de pelecípodos y de placas de equinodermos (aparecen muy micritizadas). 8.- Bo I-52: huella de bioturbación en sustrato firme, donde se puede intuir las estructuras de *spreiten*. La matriz contiene pelecípodos y fragmentos de placas de equinodermos micritizadas.

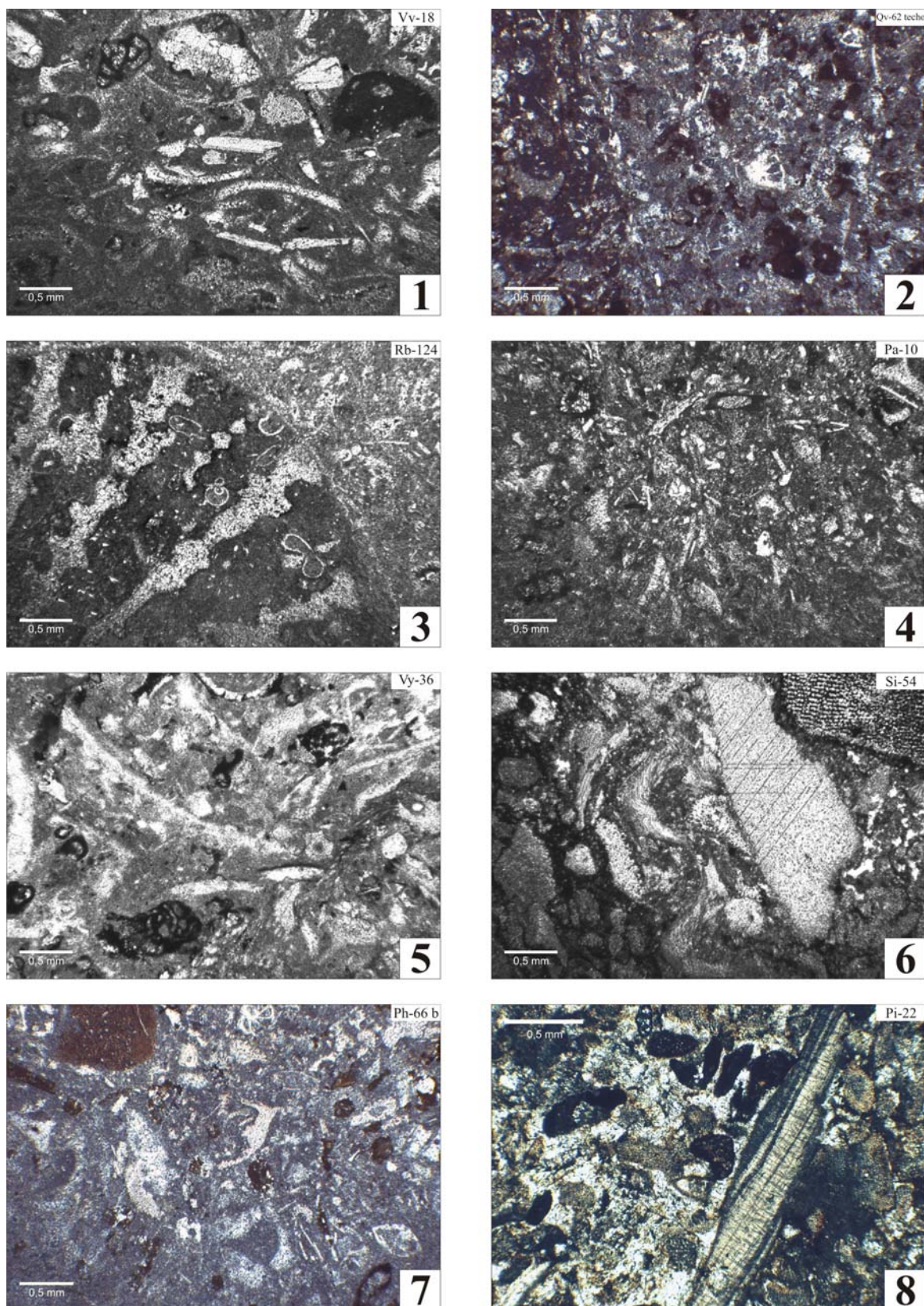


Lámina 7.9. MICROFACIES E2: *Packstone* con fragmentos fósiles ferruginizados. 1.- Vv-18: foraminíferos aglutinados e intraclastos puntuales ferruginizados. El resto de fósiles (fragmentos de pelecípodos de concha gruesa y placas de equinodermos) recrystalizados. 2.- pequeños nódulos ferruginizados grumosos nucleando en la matriz. Aparecen foraminíferos hialinos y fragmentos recrystalizados. 3.- coral escleractinio con relleno ferruginizado. Algún septo encostrado por películas de hierro. 4.- foraminíferos aglutinados y secciones de espículas de esponja ferruginizados, el resto de los fósiles recrystalizados. 5.- Vy-36: aparecen ferruginizados los foraminíferos aglutinados y de forma incipiente las conchas de los pelecípodos. Junto a estos, aparecen placas de equinodermos. 6.- Si-54: placas de equinodermo parcialmente ferruginizadas. 7.- Ph-66 b: intraclastos de distintos tamaños ferruginizados. 8.- intraclastos ferruginizados y foraminíferos aglutinados, fragmentos de placas de equinodermos y conchas de braquiópodos levemente ferruginizados. Matriz muy recrystalizada.

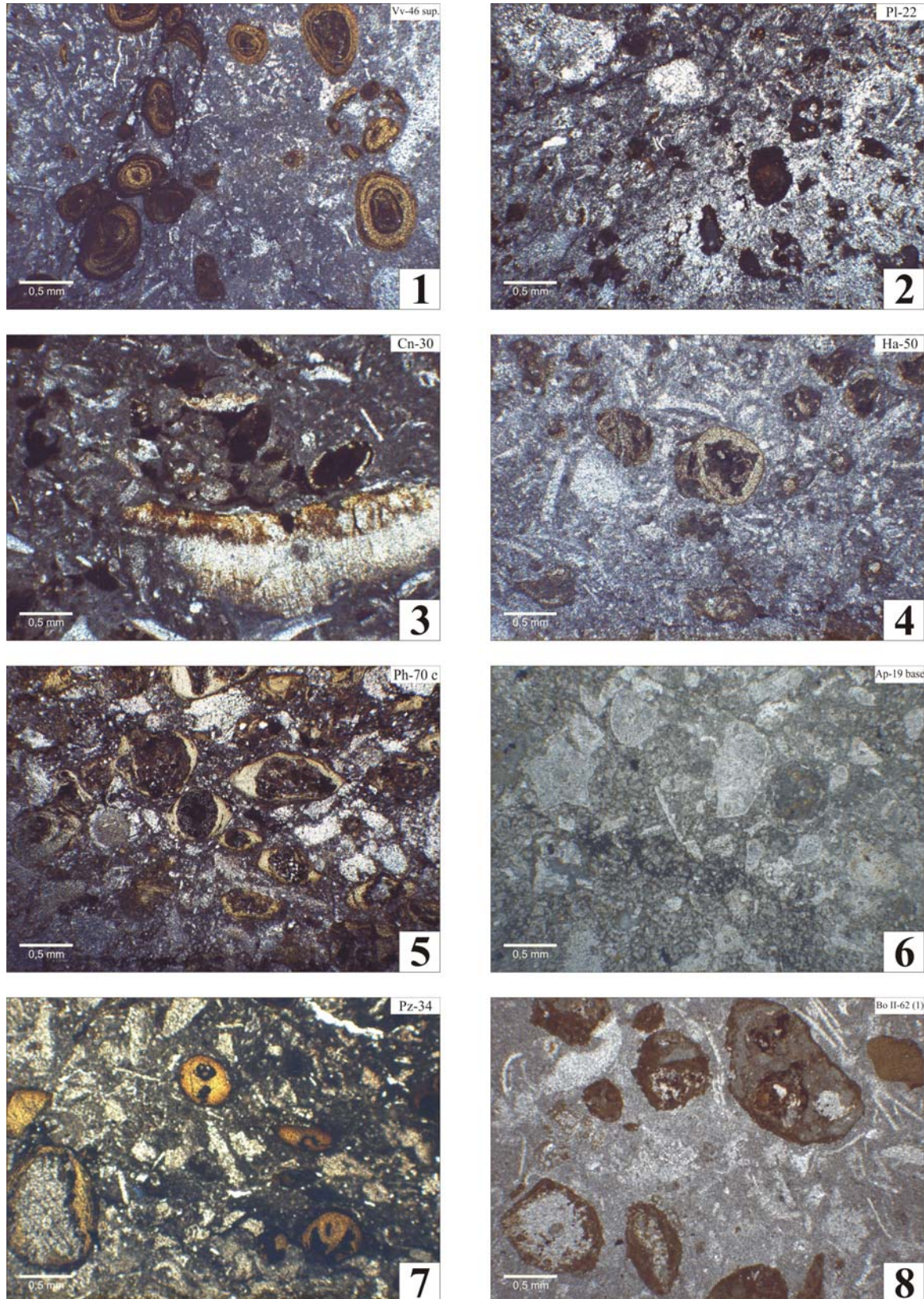


Lámina 7.10. MICROFACIES F1: *Packstone* con Partículas con Cubiertas Ferruginosas. **1.-** Vv-46 sup.: ooides ferruginosos elipsoidales presentando baja selección y envueltas bien definidas. **2.-** Pl-22: *lumps* de goetita irregulares con distintos tamaños en matriz recristalizada. **3.-** Cn-30: *lumps*, ooides y fragmentos bioclásticos ferruginizados en distinto grado, y pelecípodos de concha fina. **4.-** Ha-50: ooides bertierínicos con pocas envueltas y granos agregados ferruginizados en matriz recristalizada con fragmentos de equinodermos y pelecípodos de concha gruesa. **5.-** Ph-70 c: ooides bertierínicos con pocas envueltas deformados plásticamente y fragmentos de equinodermos. **6.-** Ap-19 base: oncolito levemente ferruginizado en matriz dolomitizada, con placas y artejos de equinodermos. **7.-** Pz-34: ooides bertierínicos con pocas envueltas que nuclean alrededor de fragmentos fósiles y placas de equinodermo rotas. **8.-** Bo II-62 (1): *grapestones* y fósiles incipientemente ferruginizados, junto con pelecípodos de concha fina y fragmentos de equinodermos.

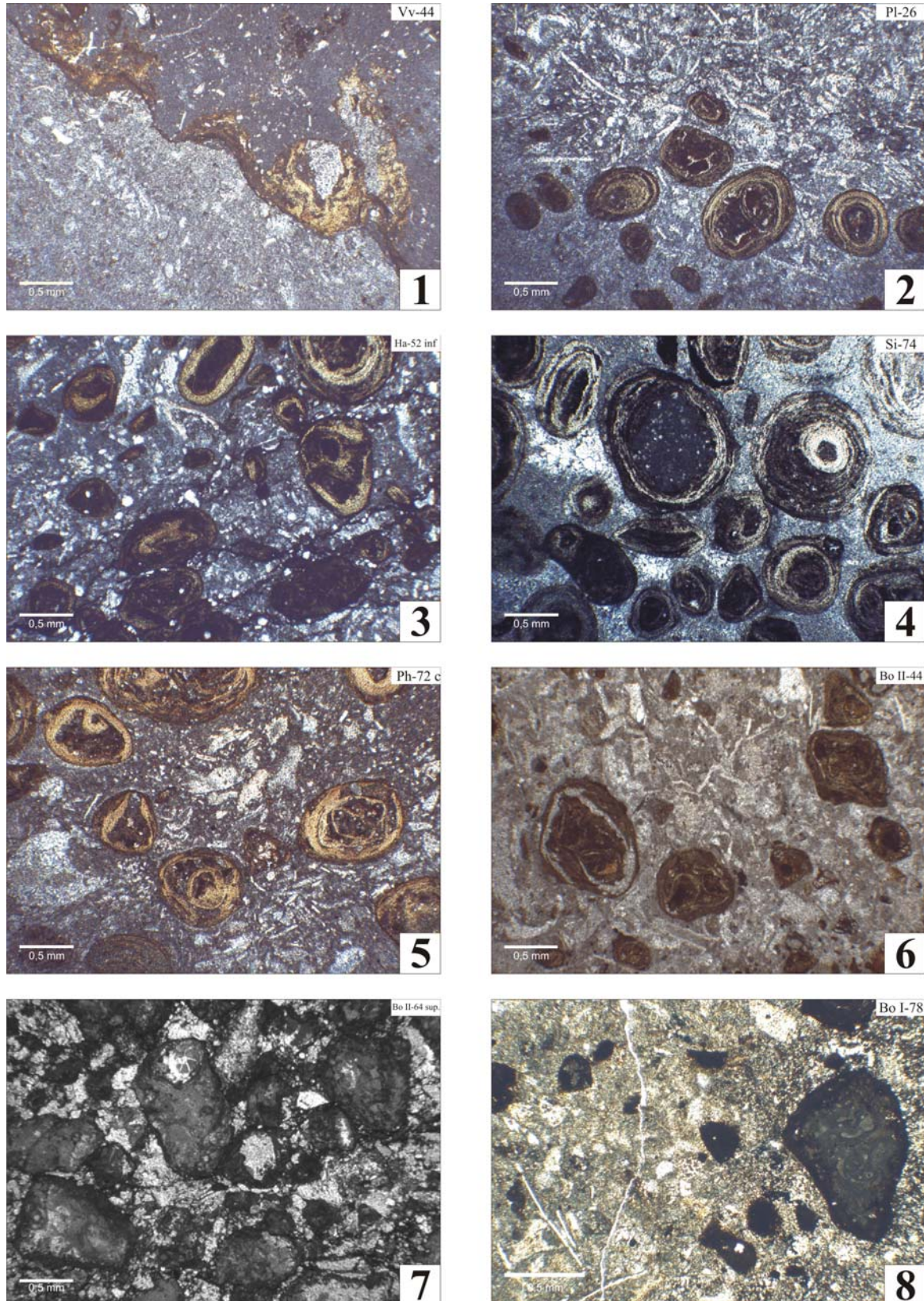


Lámina 7.11. MICROFACIES F2: *Packstone* con intraclastos y Partículas con Cubiertas Ferruginosas. **1.-** Vv-44: intraclasto ferruginizado diferencialmente, en matriz recristalizada. **2.-** Pl-26: ooides elipsoidales de bertierina de distintos tamaños. Aparecen en matriz con fragmentos de pelecípodos de concha fina y fragmentos de equinodermos. **3.-** Ha-52 inf.: ooides, oncoides e intraclastos ferruginizados, junto con fragmentos de equinodermos y granos de cuarzo. **4.-** Si-74: ooides-oncoides. Algunos tienen como núcleo intraclastos. La matriz está muy recristalizada. **5.-** Ph-72 c: oncoides ferruginosos elipsoidales junto con fragmentos de equinodermos y pelecípodos. **6.-** Bo II-44: oncoides de goetita y pequeños intraclastos ferruginizados y placas de equinodermo recristalizadas. **7.-** Bo II-64 sup.: intraclastos irregulares ferruginizados parcialmente, en matriz dolomitizada. **8.-** Bo I-78: granos agregados e intraclastos irregulares ferruginizados en matriz recristalizada.

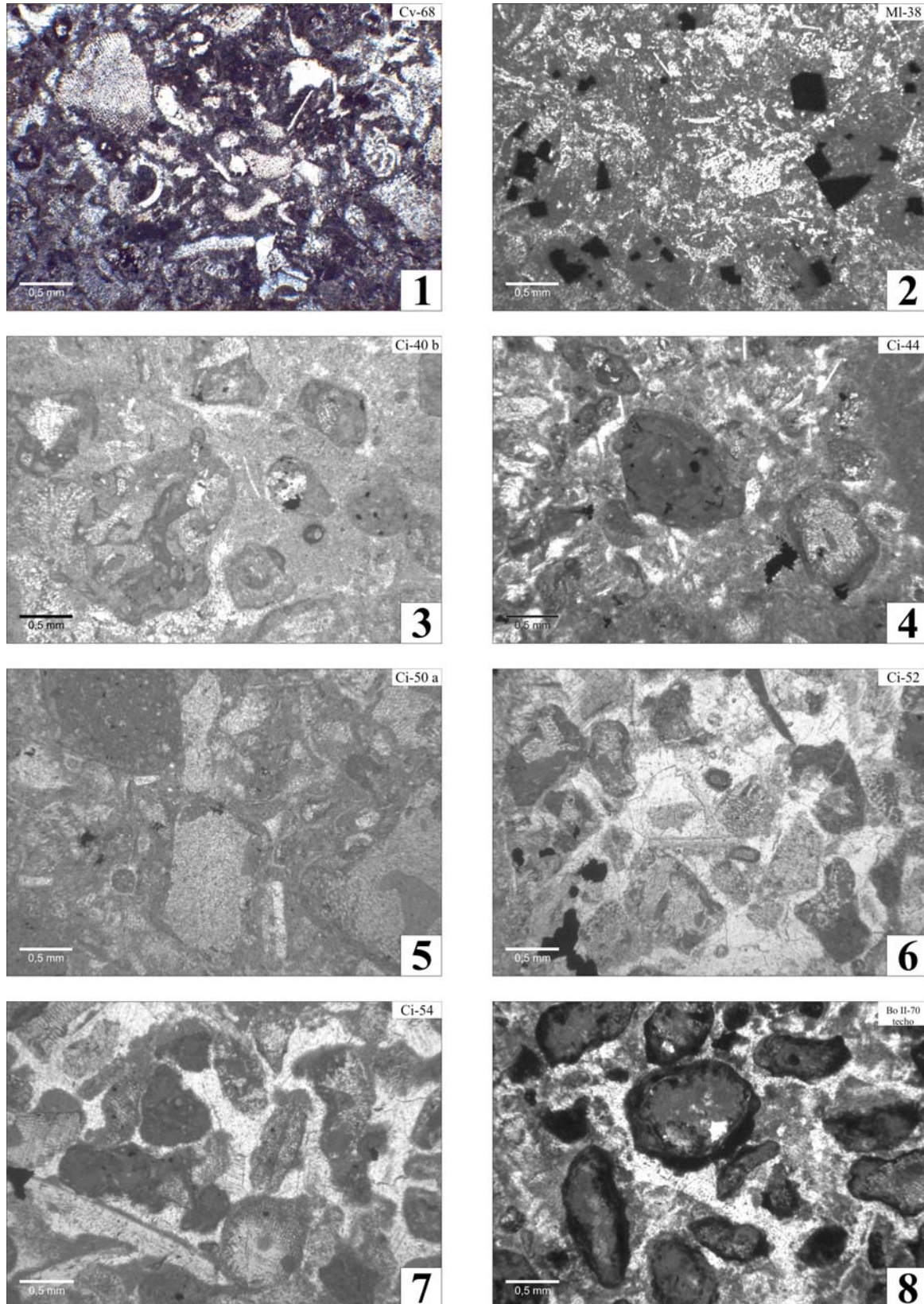


Lámina 7.12. MICROFACIES G: *Packstone/Grainstone* con granos agregados no ferruginizados. 1.- Cv-68: fragmentos fósiles que comienzan a ser aglutinados por material mucoso peloidal. 2.- MI-38: matriz peloidal que puntualmente aglutina fragmentos fósiles. Aparecen cristales euhedrales de pirita (color negro por ser un mineral opaco). 3.- Ci-40 b: granos agregados formados por la aglutinación mediante material mucoso de placas de equinodermos y foraminíferos aglutinados. Matriz parcialmente recrystalizada. 4.- Ci-44: granos agregados y fragmentos de equinodermo micritizados externamente. Aparecen en matriz peloidal recrystalizada con algún cristal de pirita. 5.- Ci-50 a: granos agregados formados por placas de equinodermos y foraminíferos incrustantes. 6.- Ci-52: granos agregados con cemento esparfítico poiquilotópico y cristales de pirita euhedrales. 7.- Ci-54: granos agregados en matriz esparfítica, aparece en el borde izquierdo una parte de un cristal de pirita. 8.- Bo II-70 techo: granos agregados irregulares en matriz recrystalizada.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Desarrollo de Facies

Los materiales estudiados han permitido definir 9 tipos de Facies principales en los sedimentos en función de la estructuración que presentan en el campo.

Facies A: Alternancia de calizas bioclásticas *wackestone* y margas

Facies B: Alternancias de calizas bioclásticas *mudstone* y margas

Facies C: Calizas *wackestone-packstone* bioclástico

Facies D: Calizas nodulosas con textura *mudstone*

Facies E: Alternancias de margas y calizas con textura *mudstone*.

Facies F: Calizas con textura *packstone* con bioclastos ferruginizados

Facies G: Calizas *wackestone-packstone* con partículas cubiertas ferruginizadas.

Facies H: Alternancias de calizas *mudstone* bioclásticas y margas

Facies I: Alternancias de margas y calizas *mudstone-wackestone* bioclásticas

Desarrollo de Microfacies

Se han identificado 13 microfacies, que corresponden con calizas que varían entre *mudstone* y *packstone* según las clasificaciones de Dunham (1962) y Embry y Klován (1971).

Las 4 microfacies con textura *Mudstone* que aparecen (A1, A2, A3 y A4) se diferencian por el tipo de aloquímicos que presentan (ausencia generalizada de bioclastos, espículas de esponja, oncoides/ooides originalmente ferruginosos reemplazados por calcita y pelecípodos de concha fina). Los procesos tafonómicos más comunes son disolución, recristalización (incluyendo la micritización) y fragmentación de los diferentes grupos fósiles.

Las dos microfacies con textura *Wackestone* poco bioclástico (B1 y B2) se diferencian por la presencia/ausencia de granos agregados (*grapestones* y *lumps*). Los procesos tafonómicos más comunes consisten en recristalización (incluyendo la micritización) y fragmentación, que afectan a todos los grupos. Los procesos de bioerosión, disolución y reemplazamiento por minerales de hierro afectan de forma más variable a los fósiles y los fenómenos de encostramiento afectan fundamentalmente a la microfacies con granos agregados. Se aprecia compactación de la matriz, apareciendo ocasionalmente estilolitos ferruginizados, óxidos de hierro accesorios (pirita oxidada), así como dolomitizaciones parciales, junto con finas grietas distensivas rellenas de calcita.

Las dos microfacies con textura *Wackestone* bioclástico (C y D) se diferencian por la presencia/ausencia de partículas con cubiertas ferruginosas. Los procesos tafonómicos más comunes incluyen disolución, recristalización (incluyendo micritización) y fragmentación. También se observan fenómenos de encostramiento y bioerosión en los restos esqueléticos de algunos grupos fósiles, y puntualmente reemplazamiento por minerales de hierro en los restos fósiles. Se reconoce la aparición ocasional de estilolitos ferruginizados y la existencia de finas grietas distensivas rellenas de calcita. La matriz está afectada por fenómenos generalizados aunque poco intensos de disolución y recristalización.

Las cinco microfacies con textura *Packstone* bioclástico (E1, E2, F1, F2 y G) se diferencian por el tipo de aloquímicos que presentan (bioclastos no ferruginizados, bioclastos ferruginizados, partículas con cubiertas ferruginosas, intraclastos ferruginizados y granos agragados no ferruginizados). De forma generalizada los restos esqueléticos muestran señales de disolución, recristalización (incluyendo micritización), distorsiones mecánicas (fragmentación y puntualmente presión-disolución) y reemplazamiento por minerales de hierro. Encostramiento y bioerosión afectan únicamente a determinados grupos fósiles (equinodermos, belemnites, esponjas). La matriz aparece afectada por fenómenos de compactación, y en ella se observa la presencia de fenómenos generalizados y de intensidad variable de disolución y recristalización, la presencia ocasional de procesos de dolomitización y sideritización parciales y la aparición de finas grietas distensivas rellenas de calcita.

En general se observan pocos grupos fósiles que aparezcan con una alta abundancia (>10% de los aloquímicos) en estas microfacies, frente a un alto número de grupos fósiles que aparecen en proporciones inferiores al 10%.

APÉNDICE I MICROFACIES

PORCENTAJES DE DIVERSIDAD Y ABUNDANCIA DE LAS DIFERENTES MUESTRAS ESTUDIADAS EN LÁMINA DELGADA.

Microfacies A1

MUESTRA	Pelecipodos cf	Pelecipodos cg	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Ostrácodos	Balemnites	Gasterópodos	Serpúlidos	Braquiópodos	Amonites	Briozos	Cuarzo	Otros	Total	Alciquinos	Otroquinos
Mw-56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
Rb-146/1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
Mg-162	15	0	0	0	0	25	10	0	0	0	0	0	5	0	100	2	98
Pr-56	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	100	2	98
Pr-74	50	0	0	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	100	2	98
Pr-134	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	100	1	99
Jb-196	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	75	100	2	98

Microfacies A2

MUESTRA	Pelecipodos cf	Pelecipodos cg	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Ostrácodos	Balemnites	Gasterópodos	Serpúlidos	Braquiópodos	Amonites	Esporgias	Briozos	Insectarios	Cuarzo	Otros	Total	Alciquinos	Otroquinos
Mw-50 a	40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	0	0	0	0	100	2	98
Ov-70	30	0	10	0	5	0	0	0	0	0	0	50	0	4	1	0	100	8	92
Mi-48 a	20	5	8	2	15	5	0	0	0	5	10	30	0	0	0	0	100	10	90
Ci-60	15	0	10	0	25	0	0	0	0	0	0	30	0	0	0	20	100	10	90
Bo II/72	5	5	20	0	50	8	0	0	0	0	0	10	0	0	2	0	100	5	95

Microfacies A3

MUESTRA	Pelecipodos cf	Pelecipodos cg	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Balemnites	Gasterópodos	Serpúlidos	Braquiópodos	Amonites	Esporgias	Briozos	Oolites disaritos	Cuarzo	Otros	Total	Alciquinos	Otroquinos
Vv-48	30	0	8	0	14	0	0	0	0	0	8	0	49	0	0	100	8	92
Ht-109	15	5	10	0	5	0	0	0	0	0	15	0	59	1	0	100	6	94
Ht-110	20	0	10	0	10	0	0	0	0	0	0	0	5	1	0	100	2	98
Cn-52	15	5	10	5	20	5	0	0	5	0	30	0	5	0	0	100	35	65
Ha-56	2	3	3	5	20	0	0	10	0	0	39	10	2	1	0	100	20	80
Si-76	15	10	20	0	14	0	15	0	0	0	20	3	2	1	0	100	15	85
Ph-76	30	10	10	5	15	0	2	0	0	0	20	0	8	0	0	100	40	60
Ph-78	10	0	5	15	10	0	0	0	0	0	37	0	3	0	20	100	5	95
Ap-20	5	5	7	3	10	0	10	0	5	2	20	3	30	0	0	100	25	75
tedho	0	12,5	0	0	25	0	12,5	0	0	0	0	0	50	0	0	100	5	95
Pz-22 base a	0	0	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	50	0	0	100	3	97
Pz-22 base b	10	0	5	0	20	0	0	0	10	0	0	5	50	0	0	100	10	90
tedho	10	5	5	0	40	0	0	0	0	5	5	0	29	1	0	100	10	90
Pz-38	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	60	0	0	100	30	70
Mi-39 (3)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100
Mi-42	15	8	7,5	15,5	34	0	2	0	0	0	5	0	3	0	10	100	20	80

Microfacies A4

MUESTRA	Pellicipodos cf	Pellicipodos cg	Foams. H	Foams. Ag	Equidornos	Ostrácosos	Belemnites	Gastropodos	Serpúlidas	Brachiopodos	Ammonites	Espónjas	Brizozos	Cuarzo	Otros	Total	Aloquínicos	Otroquínicos
Mv-50	70	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	1	0	100	5	95
Tl-50	60	0	20	10	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	10	80
Tl-88	40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	40	100	1	99
Qv-48	40	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	30	0	0	20	100	5	95
Rb-118	85	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	100	1	99
Rb-146/2	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	100	1	99
Rb-152	50	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	1	99
Ht-86	40	0	15	5	8	0	0	0	0	0	0	0	0	2	30	100	5	95
Ht-104 inf	40	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0	100	2	98
Pa-14	39	0	30	0	5	0	0	0	0	5	0	20	0	1	0	100	5	95
Mg-80	55	5	0	0	30	0	0	0	0	0	0	0	0	1	9	100	5	95
Mg-86	60	0	5	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	1	19	100	5	95
Pr-20	33	0	33	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	2	98
Pr-34	40	20	0	0	0	0	0	0	0	0	38	0	0	2	0	100	4	96
Pr-48	70	0	25	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	100	10	90
Pr-64	50	0	0	0	49	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	2	98
Pr-178	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	100	3	97
Jb-110	33	0	34	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	4	96
Jb-130	50	0	20	0	0	0	0	0	0	10	20	0	0	0	0	100	2	98
Jb-132	98	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	100	2	98
Jb-146	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	1	99
Jb-148	90	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	3	97
Jb-156	50	0	0	0	49	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	4	96
Jb-166	40	0	0	0	20	0	10	0	0	0	30	0	0	0	0	100	6	94
Jb-188	50	0	49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	2	98
Jb-198	60	0	20	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	5	95
Jb-210	60	0	20	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	2	98
Jb-216	40	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	30	0	0	20	100	10	90
Jb-218	70	0	0	0	10	0	0	0	0	0	10	10	0	0	0	100	8	92
Pl-40	20	0	20	0	30	0	0	0	10	20	0	0	0	0	0	100	10	90
Pz-22 medio	34	0	33	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	3	97
Ml-20	43	0	0	0	42	0	0	0	10	5	0	0	0	0	0	100	5	95
Ml-50 base	25	5	12	3	50	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	10	90
Bo II-46	30	0	10	20	40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	10	90
Bo II-48	50	0	0	0	49	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	2	98
Bo I-60	66	0	0	0	34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	5	95
Bo I-76	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	2	98
Bo I-86	40	0	25	0	35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	5	95

Microfacies B1

MUESTRA	Peleciópodos d'	Peleciópodos op	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Coriáceos	Gasterópodos	Serpúlidos	Brachiópodos	Armonías	Espojas	Brizos	Intrudidos	Cuenco	Otros	Total	Aloquinos	Onquinos
Cv-48	15	14	10	10	10	0	0	5	15	0	20	0	0	1	0	100	40	60
Cv-60	30	5	12	3	20	0	0	0	13	0	15	0	0	2	0	100	10	90
Cv-64	15	5	8	3	15	0	0	0	5	0	20	0	0	1	28	100	10	90
Cv-72	20	10	15	5	17	0	5	10	5	0	10	0	0	3	0	100	50	50
Cv-76 medio	50	10	5	0	10	0	0	0	5	0	10	0	0	1	9	100	15	85
Vv-26	30	0	10	10	20	0	0	5	10	0	14	0	0	1	0	100	15	85
Mv-22	15	15	5	1	25	0	0	5	9	0	20	5	0	0	0	100	25	75
Mv-28	20	0	15	0	38	0	0	0	5	0	20	0	0	2	0	100	10	90
Mv-32	23	0	10	0	35	0	0	0	5	0	25	0	0	2	0	100	15	85
Ti-74	20	0	5	0	10	0	0	0	5	0	20	0	15	10	15	100	15	85
Cv-16	20	10	24	5	15	0	0	0	10	0	10	5	0	1	0	100	20	80
Cv-46	25	0	24	5	15	0	0	5	5	0	0	10	0	1	10	100	15	85
Rb-66	5	5	10	10	20	5	10	0	5	0	5	5	0	0	0	100	20	80
Ht-102	10	10	5	0	30	0	0	0	14	10	0	0	0	1	20	100	40	60
Ht-108	34	0	3	30	32	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	5	95
Ch-28 (2)	15	15	7,5	7,5	20	0	0	20	5	0	0	0	0	0	0	100	35	65
Si-26	25	10	19	0	30	0	0	0	20	0	0	5	0	1	0	100	20	80
Mg-26	55	5	10	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	1	19	100	35	65
Mg-38	40	0	15	0	40	0	0	0	3	0	0	0	0	2	0	100	20	80
Mg-64	30	0	0	0	30	0	0	0	0	30	0	0	0	10	0	100	20	80
Mg-88	40	0	20	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	1	19	100	15	85
Mg-118	40	0	14	1	20	0	0	0	10	0	0	0	0	1	14	100	20	80
Mg-194	25	0	30	0	30	0	0	0	0	0	0	0	0	3	12	100	10	90
Mg-208	40	0	0	0	40	0	0	0	0	0	0	0	0	1	19	100	15	85
Mg-214	40	0	5	0	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	100	20	80
Pr-4	70	0	4	0	25	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	15	85
Pr-8	15	15	15	0	10	0	5	0	20	0	0	0	0	20	0	100	12	88
Pr-166	28	2	15	0	40	0	0	0	15	0	0	0	0	0	0	100	12	88
Jb-168	50	20	10	0	30	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	100	12	88
Jb-170	60	0	5	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	20	80
Jb-180	35	5	15	0	30	0	0	0	15	0	0	0	0	0	0	100	35	65
Ap-17 base	10	10	30	0	40	0	0	0	8	0	0	2	0	0	0	100	25	75
Ap-24 sup	25	0	15	0	40	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	100	25	75
Ml-6	40	0	20	0	40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	15	85
Ml-10	5	15	9	1	40	0	0	0	0	0	30	0	0	0	0	100	20	80
Ci-14 inf.	35	0	25	0	20	0	0	0	19	0	0	0	0	1	0	100	25	75
Ci-14 sup.	35	0	25	0	35	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	100	25	75
Ci-18	20	0	10	0	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	100	30	70
Ci-20	70	0	8	2	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	30	70
Ci-30	59	0	15	0	20	5	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	15	85
Ci-38 base	30	0	20	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	10	90
Bo II-22	60	0	15	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	15	85
Bo II-32	25	0	0	0	74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	100	10	90
Bo I-26	90	0	5	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	30	70
Bo I-36	60	0	20	0	9	10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	100	35	65
Bo I-42	85	0	10	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	30	70

Microfacies B2

MUESTRA	Pelecípodos di	Pelecípodos ag	Forams. H	Forams. Ag	Equisetiformes	Orificícosos	Belenitíes	Camarípodos	Serpúlidos	Bivalvícosos	Ammonítes	Coralíes	Egagropíes	Brizozoa	Gorgoníes	Intrínsecos	Cuarzo	Otros	Total	Aluquinos	Orequinos
TJ-2	5	0	7,5	7,5	5	0	0	5	0	5	0	0	15	0	50	0	0	0	100	30	70
TJ-4	3	0	7	3	5	0	0	7	0	10	0	0	40	10	15	0	0	0	100	30	70
TJ-6	10	0	12	3	15	0	0	10	5	10	0	0	15	0	15	5	0	0	100	40	60
TJ-8	10	0	9	1	20	0	0	20	0	10	0	0	20	0	5	5	0	0	100	40	60
TJ-36	0	10	4	1	15	0	0	0	0	0	0	0	39	0	30	0	1	0	100	40	60
TJ-42	10	0	3	0	10	0	0	0	5	10	0	0	20	0	40	0	2	0	100	40	60
Rb Total- Aal	9	9	8	0	10	0	0	8	14	15	0	2	0	4	20	0	1	0	100	40	60
Ap-22	10	5	5	5	10	0	0	5	0	15	0	0	20	5	15	5	0	0	100	40	60
Ml-44	13	0	5	0	42	0	5	3	0	5	0	0	0	0	20	0	0	7	100	40	60
Ml-48	10	10	7,5	0	40	7,5	0	3	0	10	0	0	10	0	2	0	0	0	100	30	70
Cl-34	25	0	15	5	15	5	0	5	0	5	0	0	5	0	15	0	5	0	100	35	65
Cl-36a	20	0	10	4	15	0	5	0	0	0	5	0	0	0	40	0	1	0	100	40	60
Cl-46b	5	5	5	10	15	5	0	10	0	5	10	0	0	0	29	0	1	0	100	40	60
Cl-58	20	10	9	1	10	0	0	0	0	0	10	0	0	0	40	0	0	0	100	20	80

7.- ANÁLISIS DE FACIES Y MICROFACIES

Microfines C

MUESTRA	Pacopodus cf	Pachipodops 50	Formas H	Formas Ag	Equisetum	Oriskanyia	Balanites	Quenstedtia	Strophodonta	Balanites	Ammonites	Corites	Eschschia	Balanites	Pachipodus	Imbricaria	Cuervo	Orisk.	Total	Asquiritinae	Oriskanyia
Cu-20	10	15	15	0	15	0	0	15	0	10	0	0	0	0	0	0	0	10	100	45	55
Vv-2	25	15	15	0	15	0	0	4	6	5	0	0	0	0	0	0	0	25	100	55	45
Vv-42a	7,5	7,5	1	4	20	0	0	5	5	15	0	0	0	5	0	5	3	37	100	40	60
Mv-2	20	15	10	10	10	0	0	5	10	15	0	0	0	5	0	0	0	70	100	50	50
Mv-6	20	20	10	5	15	0	0	5	8	15	0	0	5	2	0	0	5	0	100	50	50
Ti-16	10	20	10	5	10	0	0	3	8	10	0	0	5	15	0	0	2	0	100	40	60
Ti-16 medio	10	20	5	5	10	0	0	5	5	10	0	0	5	5	0	0	2	0	100	40	60
Ti-16 medio	10	7,5	8	2	10	0	5	5	15	5	5	0	26	15	0	0	4	0	100	40	60
Ti-34	5	7,5	4	1	15	0	0	0	10	5	0	0	39	18	0	0	3	0	100	30	70
Ti-50	5	0	0	0	0	0	0	0	10	7	0	0	45	20	0	0	2	0	100	20	80
Ti-62	10	0	13	0	20	0	0	0	10	5	0	0	40	0	0	0	2	0	100	30	70
Ti-68	10	10	8	0	10	0	0	19	15	10	0	0	0	0	0	0	2	0	100	40	60
Qv-2	15	10	10	2	10	10	0	24	22	20	0	0	0	0	0	0	1	0	100	40	60
Qv-10	15	5	8	5	3	0	0	14	10	15	0	0	0	5	0	0	1	0	100	40	60
Qv-32	20	10	15	10	15	0	0	5	5	10	0	0	8	10	0	0	2	0	100	40	60
Qv-38	15	15	9	5	15	0	0	5	10	10	0	0	0	4	0	0	1	0	100	45	55
Qv-40	15	15	12,5	6	14	5	0	5	10	0	0	0	0	10	0	0	1	0	100	40	60
Qv-44	15	25	15	0	15	0	0	5	0	5	0	0	0	0	0	20	0	20	100	55	45
Rb-150	10	10	15	0	20	0	0	10	0	20	0	0	0	5	0	0	0	0	100	55	45
Ht-48	10	20	10	0	15	0	0	0	0	2	0	0	7	0	38	0	3	0	100	40	60
Pa-12 sup.	15	5	30	0	5	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	40	60
Vv-14	15	10	30	0	24	0	0	10	10	3	0	0	0	0	0	0	1	0	100	40	60
Ch-4	10	20	30	0	19	0	2	15	15	10	0	0	0	0	0	0	1	0	100	45	55
Ch-20	20	14	15	0	10	0	0	4	10	6	0	0	0	0	0	0	1	0	100	50	50
Ch-28 (1)	20	20	10	5	25	0	0	3	10	15	0	0	0	2	0	0	1	0	100	40	60
Ha-18	15	15	15	5	19	0	0	5	15	20	0	0	0	0	0	0	0	0	100	35	65
Si-6	15	20	10	0	25	0	0	5	15	10	0	0	0	0	0	0	1	0	100	45	55
Si-10	5	15	14	0	30	0	0	5	10	20	0	0	0	0	0	0	1	0	100	30	70
Si-12	20	10	10	0	10	0	0	0	15	15	5	0	5	5	0	0	2	0	100	45	55
Si-30	10	5	25	0	20	0	0	0	15	15	10	0	0	0	0	0	0	14	100	50	50
Si-34	15	15	10	0	15	0	0	5	15	15	0	0	0	0	0	0	1	0	100	50	50
Si-36	5	5	5	0	15	0	0	5	15	10	0	0	0	2	0	0	1	39	100	50	50
Si-38	15	15	15	0	10	0	3	15	19	15	0	0	0	0	0	0	1	0	100	50	50
Si-46	5	10	10	5	25	0	0	15	0	10	0	0	0	5	0	1	0	0	100	50	50
Si-58	15	15	15	0	29	0	0	4	5	10	0	0	0	0	0	0	1	0	100	30	70
Ph-60	25	10	15	0	20	0	0	10	9	5	0	0	0	0	0	0	2	0	100	45	55
Mg-28 a	70	0	0	0	10	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	10	15	100	65	35
Pr-12 a	10	0	5	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	75	25
Pr-12 b	30	0	20	0	20	0	0	0	0	5	40	0	0	0	0	0	1	9	100	25	75
Pr-106	10	5	9	1	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	100	30	70
Pr-146	40	20	12	2	25	0	0	15	9	15	0	10	0	0	0	0	1	0	100	45	55
Jb-78	7,5	7,5	15	0	20	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	5	39	100	50	50
Jb-106 a	8	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	5	0	100	50	50
Jb-106 b	40	12	10	0	15	0	15	8	0	5	0	0	0	0	0	0	2	10	100	30	70
Jb-190	15	10	20	0	15	0	2	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	100	50	50
Pl-4	40	10	3	0	35	25	0	4	10	5	0	0	0	0	0	0	0	0	100	50	50
Pl-16	5	5	35	0	70	0	0	0	4	10	0	0	0	0	0	0	0	0	100	50	50
Pl-20	2,5	2,5	5	0	35	2	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0	0	0	100	45	55
Ap-2	30	10	10	0	10	20	0	0	0	30	10	0	0	0	0	0	0	20	100	50	50
Ap-18 mt.	0	10	0	0	40	0	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0	0	100	40	60
Pz-2.1	30	10	10	0	20	0	0	0	0	20	10	0	5	0	0	0	0	0	100	50	50
Pz-26	5	5	10	0	30	0	10	0	10	25	0	0	0	0	0	0	0	0	100	40	60
Ml-8	10	10	10	10	25	0	0	5	5	0	15	0	20	0	0	0	0	10	100	45	55
Ml-22	10	5	20	0	10	0	0	10	0	0	0	0	20	4	0	0	0	0	100	30	70
Cl-2	15	5	18	2	38	15	1	10	0	5	0	0	0	10	0	0	2	0	100	45	55
Cl-12a	35	5	20	0	10	10	0	0	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	100	45	55
Cl-12c	25	5	25	5	40	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	1	9	100	50	50
Cl-24	25	0	12	3	35	10	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	1	0	100	50	50
Bo I-6	50	0	29	0	10	5	5	10	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	100	45	55
Bo II-2	25	5	30	0	25	0	0	5	0	10	20	0	0	0	0	0	0	0	100	50	50
Bo II-18a	30	10	10	0	30	0	0	5	0	10	0	0	5	5	0	0	0	0	100	50	50
Bo I-62 (2)	5	5	20	20	4	0	0	10	0	0	0	0	0	1	15	0	0	0	100	35	65
Bo I-6b	35	10	10	0	2	10	2	0	3	0	0	0	0	0	10	0	0	0	100	45	55
Bo I-16	70	0	20	0	2	5	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	100	45	55
Bo I-30	60	0	10	0	20	5	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	100	45	55
Bo I-46	49	1	10	0	15	14	0	0	0	1	0	0	0	0	10	0	0	0	100	40	60
Bo I-54	15	5	20	0	30	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	40	60

Microfacies D

	MLL-ETRA	Pelecípodos g	Pelecípodos %	Forams. H	Forams. Ag	Equisetariae	Orificíodos	Balanitídes	Gastropódos	Serpúlidos	Bryozoos	Ammonites	Coralles	Egagropas	Bryozoos	Oolites Fe	Intraclastos	Cuarzo	Otros	Total	Aloquinos	Orequinos
Vv-46 inf	15	5	10	2	8	0	30	0	0	5	0	0	0	0	0	20	9	1	10	100	40	60
Mv-14	5	5	10	5	5	0	5	0	10	20	5	0	0	20	0	0	10	0	0	100	40	60
Pl-20	5	10	5	5	5	0	10	0	0	0	35	0	0	0	0	15	0	5	0	100	45	55
Pl-28	20	0	0	5	0	0	10	0	0	0	19	0	0	0	0	10	0	1	35	100	15	85
Qv-64	15	5	5	8	2	0	13	0	0	0	0	0	0	0	5	0	40	2	0	100	30	70
Qv-66	15	5	5	15	5	0	20	5	0	5	19	0	0	0	0	0	10	1	0	100	40	60
Ht-94	0	0	0	8	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0	5	0	0	100	45	55
Ht-107	10	10	23	2	2	0	15	0	4	0	15	5	80	0	0	15	0	1	0	100	20	80
Vy-52	5	10	5	5	0	0	20	0	0	5	0	0	0	0	0	15	0	0	40	100	40	60
Vy-58 medio	8	13	8	8	6	0	30	0	5	0	10	0	0	0	0	15	0	2	0	100	30	70
Vy-58 techo	5	5	15	5	5	0	25	0	5	9	15	0	0	0	0	10	0	1	0	100	20	80
Cn-46	5	15	15	15	10	0	20	0	5	10	5	0	0	5	0	10	0	0	0	100	15	35
Ha-54 (1)	20	8	20	8	2	0	20	0	0	5	0	0	0	0	0	15	5	5	0	100	40	60
Ha-54 (2)	10	5	15	5	2	0	23	0	5	9	5	0	0	5	5	15	0	1	0	100	40	60
Ph-74 d	6	9	10	5	5	0	15	15	10	5	0	0	0	0	0	20	5	0	0	100	40	60
Ph-74 e	40	10	10	10	0	0	10	0	0	0	10	5	0	0	0	15	0	0	0	100	40	60
Pl-38.2	5	4	20	5	0	0	20	0	0	10	1	0	0	0	0	15	0	0	0	100	40	60
Ap-20 base	5	4	5	5	5	0	35	0	0	7	0	0	0	0	5	25	0	0	10	100	35	65
Ap-20 med	10	10	10	10	5	0	20	0	0	0	0	0	0	0	2	20	5	3	0	100	30	70
Ap-20	5	5	20	10	10	0	15	0	0	15	0	0	0	30	0	15	0	0	0	100	35	65
MI-26	5	5	5	5	5	0	15	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	100	45	55
MI-34 inf.	10	10	8	8	2	0	30	0	0	14	0	0	0	0	5	0	20	1	0	100	40	60
MI-36	10	5	5	5	0	0	24	10	0	15	0	0	0	20	0	0	5	1	0	100	40	60
MI-40	10	0	4	4	4	0	40	0	0	10	0	0	0	0	0	8	15	0	7	100	40	60
Bo I-68/69	5	5	15	15	0	2	25	0	5	10	0	10	0	0	0	15	5	5	0	100	45	55
Bo II-70	0	15	7,5	7,5	7,5	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	30	10	1	9	100	45	55
Bo I-80 (1)	15	15	10	10	0	0	30	0	0	0	0	10	0	0	0	10	0	0	0	100	45	45
Bo I-80 (2)	15	15	7,5	7,5	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	100	40	60
Bo I-82	7,5	7,5	13	13	0	10	15	2	0	0	0	10	0	0	0	35	0	0	0	100	45	55

Microfacies E1

MAESTRA	Paleopodol d'	Paleopodol eq	Forams. H	Forams. Ag	Equilodoloma	Ooliticodol	Balanites	Gastropodol	Serpilidol	Brachiopodol	Ammonoites	Coralites	Epothylol	Brachiol	Cuazo	Otros	Total	Aquimol	Ooliticodol
Cv-24	10	18	8	7	10	0	0	20	15	10	0	0	0	2	0	0	100	65	35
Cv-34	10	15	25	15	15	0	0	3	3	12	0	0	0	10	0	0	100	60	40
Cv-58	10	15	8	7	15	0	0	10	10	5	0	0	10	10	0	0	100	65	35
Cv-68	5	15	9	6	25	0	0	5	15	10	0	0	5	0	5	0	100	65	35
Cv-70	15	5	10	5	39	0	0	1	10	5	0	0	0	5	3	0	100	60	40
Cv-76 base	15	10	15	5	30	0	0	0	10	5	0	0	5	2	0	0	100	50	50
Cv-76 lecto	30	10	15	0	30	0	0	0	5	5	0	0	0	10	3	0	100	55	45
Vv-10	20	10	15	0	20	0	0	7,5	15	7,5	0	0	0	5	0	0	100	55	45
Vv-24	10	15	10	5	25	0	0	5	5	15	0	0	0	10	1	9	100	60	40
Vv-34	20	20	7,5	7,5	25	0	0	10	5	15	0	0	5	10	1	0	100	55	45
Vv-42b	4	6	14	0	20	0	2,5	5	5	15	2,5	0	0	5	5	10	100	55	45
Mv-20	10	13	13	2	10	0	0	15	15	20	0	0	5	4	1	0	100	60	40
Mv-24b	20	15	4	6	10	0	0	0	15	10	0	0	5	13	2	0	100	65	35
Mv-34	10	10	7,5	7,5	25	10	0	5	7,5	8	0	0	0	7,5	2	0	100	70	30
Mv-38	10	10	12	0	23	0	0	0	5	10	0	0	0	5	2	0	100	60	40
Mv-48	20	10	10	3	29	0	0	0	0	10	5	0	5	5	1	0	100	50	50
Mv-50 b	20	5	10	0	60	0	0	10	0	15	0	0	0	10	5	0	100	60	40
Ti-14	0	5	5	0	15	0	0	5	5	10	0	0	30	10	5	0	100	65	35
Ti-20	0	7,5	5	10	7,5	0	0	0	18	10	0	39	0	15	1	0	100	70	30
Ti-30	10	5	5	0	15	0	0	0	5	20	0	0	30	0	2	0	100	60	40
Ti-32 base	5	25	10	5	10	0	3	0	10	15	0	0	15	0	2	0	100	60	40
Cv-8	10	10	7,5	7,5	10	0	0	24	10	15	0	0	0	5	1	0	100	65	35
Cv-14	10	20	7	3	5	0	0	15	10	14	5	0	0	0	0	15	100	60	40
Cv-18	20	20	20	10	5	0	0	0	10	10	0	0	0	0	1	0	100	60	40
Cv-60	20	10	7,5	7,5	20	0	0	5	10	20	0	0	0	5	5	0	100	60	40
Rb-96	5	15	5	10	30	5	0	2	8	10	0	0	0	5	1	0	100	60	40
Rb-148	15	5	5	5	24	0	0	5	0	20	24	0	0	0	1	0	100	55	45
Ht-90	5	15	5	5	15	0	0	10	0	10	5	0	5	0	5	0	100	60	40
Vv-20	20	20	5	5	24	0	0	5	5	0	5	0	0	10	1	0	100	50	50
Cv-16	5	15	7,5	7,5	15	0	2	15	14	10	3	0	0	5	1	0	100	60	40
Mg-28 b	10	5	5	0	20	0	0	0	10	20	30	0	0	0	0	0	100	60	40
Ap-16 sup.	5	5	10	0	30	5	0	5	10	15	0	0	0	15	0	0	100	60	40
Pz-24	45	5	20	0	5	10	0	5	0	0	10	0	0	0	0	0	100	55	45
Mt-12 mt. A	10	10	15	5	30	0	0	0	0	20	0	0	0	0	1	9	100	65	35
Ci-6	45	5	25	0	10	4	0	0	0	0	10	0	0	0	1	0	100	70	30
Ci-8b	40	20	5	0	10	19	0	0	0	0	5	0	0	0	1	0	100	60	40
Ci-10	44	15	20	0	10	0	0	0	1	0	9	0	0	0	1	0	100	60	40
Ci-12b	15	5	15	5	29	5	0	10	0	5	10	0	0	0	0	0	100	70	30
Ci-32	10	0	13	2	25	0	5	5	5	15	0	0	0	0	0	0	100	65	35
Bo II-12	60	0	20	0	5	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	60	40
Bo II-18c	20	0	20	0	30	0	0	10	15	5	5	0	0	0	0	0	100	60	40
Bo II-20b	15	15	15	0	20	0	0	20	5	10	0	0	0	0	0	0	100	60	40
Bo II-26	30	10	20	0	30	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	100	60	40
Bo II-36	0	0	15	0	44	0	0	0	15	25	0	0	0	0	1	0	100	60	40
Bo II-42a	15	15	19	1	30	0	0	5	3	10	0	0	0	0	2	0	100	60	40
Bo I-24	90	0	5	0	5	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	100	60	40
Bo I-48	35	5	15	0	30	10	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	100	55	45
Bo I-52	35	5	5	0	44	8	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	100	60	40

Microfacies E2

MUESTRA	Pelecípodos g	Pelecípodos g	Forams. H	Forams. Ag	Equidornios	Ostrácodos	Balanoides	Ctenidópodos	Serpúlidos	Bryolópodos	Ammonoites	Corales	Espojías	Bryozoa	Infractilios	Caízoo	Osteo (incl. + g)	Total	Anorgánicos	Orgánicos
Cv-74	7	6	10	15	30	0	0	2	0	10	0	0	5	0	0	5	10	100	55	45
Vv-14	10	15	10	10	15	0	0	10	12	10	0	0	0	5	2	1	0	100	50	50
Vv-16	10	10	5	5	10	0	0	25	3	10	5	0	9	3	3	2	0	100	50	50
Vv-18	10	10	10	15	15	0	0	5	2	15	0	0	5	14	3	1	0	100	50	50
Vv-32	5	5	5	15	15	0	0	0	5	10	0	0	0	0	5	1	30	100	70	30
Tl-58	7.5	7.5	5	5	10	0	0	13	15	10	0	0	0	20	0	2	0	100	65	35
Tl-82	7	7	5	5	20	5	0	1	10	10	0	0	20	10	0	0	0	100	70	30
Tl-74	15	15	3	5	34	0	0	0	5	12	0	0	0	10	10	1	0	100	55	45
Tl-80	5	5	5	0	25	0	0	0	15	25	0	0	0	15	5	0	0	100	55	45
Qv-54	8	12	10	5	15	0	5	5	10	5	0	0	0	0	0	5	20	100	50	50
Qv-56	5	15	10	5	15	0	0	10	5	5	0	0	0	0	0	5	25	100	50	50
Qv-68	15	5	10	5	25	0	0	13	0	10	0	0	0	0	0	5	12	100	60	40
Qv-62 medio	15	5	4	6	15	0	0	0	5	10	0	0	0	0	0	5	35	100	50	50
Qv-62 lecho	15	10	10	5	25	0	0	5	10	5	0	0	0	0	0	2	13	100	60	40
Rb-124	10	10	10	10	15	0	0	0	5	20	0	15	0	5	5	0	0	100	50	50
Rb-126	5	10	3	12	15	0	0	8	5	10	0	10	9	0	2	1	10	100	65	35
Rb-144	10	5	5	5	25	0	0	5	10	15	0	0	0	10	10	0	0	100	55	45
Pa-2	10	15	8	7	25	0	0	8	10	10	0	0	0	2	0	3	2	100	60	40
Pa-4	10	10	5	10	20	0	0	10	15	10	0	0	0	2	0	3	5	100	50	50
Pa-6	8	12	15	5	20	0	0	5	15	10	0	0	5	0	0	2	3	100	50	50
Pa-8	15	15	10	10	25	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	3	2	100	60	40
Pa-10	10	5	5	10	20	0	0	0	10	15	0	0	0	5	0	2	18	100	55	45
Vy-36	5	15	5	5	20	0	0	10	14	9	5	0	0	1	0	0	15	100	70	30
Vy-44	5	10	10	5	20	0	0	10	15	10	0	0	0	10	0	1	5	100	70	30
Vy-46	10	10	10	5	19	0	0	10	10	10	0	0	0	10	2.5	1	2.5	100	60	40
Cr-22	20	15	10	3	20	0	4	5	3	0	0	0	0	10	8	0	2	100	70	30
Ha-30	5	20	12	3	14	0	0	5	10	15	0	0	3	5	2	1	5	100	50	50
Ha-32	2	8	10	5	24	0	0	3	10	15	0	0	0	10	5	1	5	100	50	50
Ha-36	5	10	10	5	19	0	0	5	10	15	0	0	2	10	5	1	5	100	60	40
Ha-40	5	10	8	12	24	5	0	3	5	10	0	0	0	10	2.5	1	2.5	100	50	50
Si-48	5	5	12	3	30	0	0	0	3	10	0	0	0	2	10	0	20	100	45	55
Si-54	0	5	5	0	40	0	0	0	5	15	0	0	0	0	10	0	20	100	70	30
Si-64	15	10	6	4	34	0	0	0	2	5	5	0	0	3	5	1	10	100	55	45
Si-66	5	0	5	0	55	0	0	0	0	5	0	0	0	0	10	0	20	100	50	50
Ph-54	14	15	10	0	20	0	0	20	10	5	0	0	0	5	0	1	0	100	50	50
Ph-62	20	10	15	0	24	0	0	0	3	10	10	0	0	2	0	1	5	100	60	40
Ph-66 b	10	10	15	0	19	0	0	10	5	10	0	0	0	0	5	1	15	100	65	35
Pl-22	2.5	2.5	5	0	40	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	30	100	70	30
Pl-32.1	5	5	10	0	60	0	0	5	0	10	0	0	0	0	0	0	5	100	70	30
Pl-38.1	5	5	12	3	45	5	2	5	5	10	0	0	0	3	5	0	0	100	60	40
Ap-8	10	5	10	0	40	0	0	5	0	15	0	0	0	5	5	0	5	100	70	30
Ap-16 int.	10	5	10	5	40	0	0	0	5	15	0	0	0	5	5	0	0	100	70	30
Ml-14 sup.	7	3	10	0	50	0	0	0	2	20	0	0	0	0	5	3	0	100	60	40
Ml-48 b	8	2	4	1	30	0	0	0	0	5	0	0	10	0	24	1	15	100	70	30
Ml-48.2	25	10	5	0	20	5	0	0	0	10	0	0	23	0	0	0	2	100	60	40

Microfacies F1

MAESTRA	Paleolopos d	Paleolopos qg	Forams. H	Forams. Ag	Eugoniatinas	Orthiscocks	Balanitis	Camarolopos	Serpulites	Brachiolopos	Ammonites	Ergonias	Brachioz	Orthis Fm	Intusilis	Quizzo	Orizo	Total	Aloquinos	Orquinos
Vv-46 sup	15	15	5	0	25	0	0	0	0	0	0	5	0	25	5	1	4	100	60	40
Mv-54	5	5	5	0	8	2	0	2	10	5	5	30	0	20	0	3	0	100	70	30
Tl-84	0	7.5	15	1.5	30	0	0	0	1	20	0	4	0	0	0	1	0	100	70	30
Pl-12	5	20	10	10	10	0	0	5	5	5	0	0	5	3	0	5	17	100	60	40
Pl-14	5	10	9	4	19	0	2	10	10	10	5	5	5	5	0	1	0	100	55	45
Pl-18	5	5	5	5	19	0	0	5	0	15	0	3	5	2	0	5	30	100	55	45
Pl-22	15	5	10	10	5	0	0	0	5	10	0	5	0	15	0	5	10	100	55	45
Pl-24 inf.	10	10	5	10	13	0	0	5	15	12	0	5	8	2	0	1	0	100	60	40
Qu-50	15	10	6	9	15	0	0	10	9	10	0	0	2	10	0	5	0	100	60	40
Qu-52	12	12	12	8	20	0	0	10	10	10	0	0	0	5	0	3	0	100	50	50
Ht-108 inf	10	5	7	3	20	0	0	0	0	0	0	38	0	15	0	2	0	100	50	50
Ht-108 sup	10	4	0	0	10	0	0	0	5	0	0	0	5	20	5	1	50	100	50	50
Vv-56	5	10	6	4	25	0	0	5	10	10	0	0	0	10	5	5	0	100	55	45
Vv-58 base	20	10	10	5	20	0	0	0	10	5	0	5	0	15	0	5	0	100	70	30
Cr-30	7.5	7.5	20	5	25	0	0	0	5	10	0	0	0	20	0	5	0	100	60	40
Cr-32	15	10	10	5	25	0	5	0	0	5	0	0	0	20	0	5	0	100	50	50
Ha-42	5	10	10	10	30	0	0	5	5	5	5	0	5	20	0	0	0	100	50	50
Ha-50	4	4	11	10	30	3	0	4	2	5	0	0	0	20	2	5	0	100	50	50
Ph-68 e	5	10	10	0	35	0	0	0	5	5	0	0	5	10	0	0	20	100	60	40
Ph-70 a	5	20	0	0	40	0	0	0	0	20	0	0	0	30	0	0	15	100	55	45
Ph-70 c	10	0	0	0	40	0	0	0	0	5	0	0	0	30	0	0	0	100	60	40
Pl-34	5	5	15	0	40	5	0	0	0	10	0	0	0	30	0	0	0	100	70	30
Pl-36	5	5	20	0	40	0	0	0	8	5	0	0	0	2	0	0	0	100	60	40
Ap-17 inf.	5	5	5	0	30	0	0	0	0	20	0	0	10	10	0	0	0	100	70	30
Ap-18 sup.	0	10	5	20	40	0	0	0	0	10	0	0	2	5	0	3	0	100	50	50
Ap-19 base	2	8	10	0	40	0	0	0	5	24	0	0	0	0	0	1	0	100	70	30
Pz-14	8	4.5	0	0	50	0	0	0	0	12.5	0	0	0	20	0	5	0	100	70	30
Pz-16	5	5	8	0	50	0	0	5	0	5	0	0	2	10	0	10	0	100	55	45
Pz-18	5	5	10	0	40	0	0	0	0	10	0	0	0	15	0	5	10	100	50	50
Pz-34	4	4	18	2	40	0	0	2	0	0	0	0	5	25	0	10	0	100	60	40
Mt-18 sup.	15	0	0	5	30	0	0	5	0	10	5	0	0	22	0	5	0	100	50	50
Mt-24	10	0	20	5	24	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	3	0	100	70	30
Mt-30	15	10	20	5	25	0	0	0	0	10	0	0	0	40	0	1	0	100	60	40
Mt-39 (2)	10	15	10	0	40	0	0	0	0	0	0	0	5	20	0	0	0	100	50	50
Mt-39 (4)	5	5	10	0	40	0	5	0	0	10	0	0	0	7	0	0	10	100	70	30
Bo H-62 (1)	7.5	7.5	7.5	7.5	40	0	0	0	0	15	0	0	0	20	0	3	0	100	65	35
Bo L-58	10	10	15	0	35	5	0	5	0	0	0	0	0	20	0	0	0	100	70	30

Microfacies F2

MUESTRA	Pericarpodos cl	Pericarpodos cg	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Ostrácodos	Belemnites	Gasterópodos	Serpilidos	Brachiópodos	Ammonites	Coxites	Esponjas	Brizozoa	Oxides Fe	Intraclastas	Cuarzo	Otros	Total	Alcáquimos	Oroquímicos
Vv-38	15	13	5	5	30	0	0	3	3	5	0	5	2	2	0	0	5	0	100	65	35
Vv-44	5	0	5	0	30	0	0	0	0	10	0	0	7	0	5	15	3	0	100	50	50
Mv-36	5	10	10	10	30	5	0	5	0	9	0	0	0	5	0	10	1	0	100	60	40
Mv-46	5	5	7,5	7,5	20	0	0	5	7	20	0	0	0	8	0	10	5	0	100	60	40
Mv-52	8	2	5	5	12	0	5	0	0	8	0	0	0	10	10	2	8	15	100	50	50
Ti-22 sup.	5	5	10	5	10	0	0	5	19	5	0	0	20	10	0	5	1	0	100	70	30
Pl-26 (3)	20	5	10	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	3	7	10	100	55	45
Pa-12 inf.	5	10	8	2	10	0	0	10	20	5	0	0	0	0	0	10	5	5	100	50	50
Vv-40	5	15	10	5	25	0	0	5	5	10	0	0	0	0	10	5	0	0	100	60	40
Ch-18	5	15	5	5	20	0	0	15	10	10	5	0	0	5	0	5	0	0	100	70	30
Hs-52 inf	4	5	15	5	15	0	0	0	3	2	0	0	10	0	30	5	5	0	100	50	50
Hs-52 sup	2,5	0	2	0,5	5	0	10	1	5	2,5	10	0	30	2,5	20	5	5	0	100	60	40
Si-70b	15	15	10	0	25	0	3	0	0	0	0	0	0	0	20	10	2	0	100	50	50
Si-72	10	0	10	0	20	0	10	0	0	10	0	0	20	0	12	5	3	0	100	50	50
Si-74	15	5	10	0	30	0	0	0	0	0	0	0	5	0	20	11	4	0	100	65	35
Ph-68 b	5	10	0	0	30	0	0	5	0	10	0	0	0	0	25	5	0	0	100	60	40
Ph-72 c	10	10	8	2	24	0	0	0	0	5	10	0	0	0	25	5	1	0	100	65	35
Ap-19 sup.	10	2,5	10	7	30	0	0	0	0	10	0	0	0	0	15	6	5	4,5	100	50	50
Mi-18 base	14	0	5	10	30	0	0	0	0	10	0	0	0	0	5	25	1	0	100	65	35
Mi-32	5	5	5	0	40	0	0	0	0	10	10	0	0	5	5	13	2	0	100	60	40
Bo II-42b	7,5	7,5	20	0	20	0	0	10	0	10	0	0	0	4	0	20	1	0	100	70	30
Bo II-42c	10	5	7,5	0	15	0	0	0	0	7,5	0	0	0	2,5	0	48	2	0	100	70	30
Bo II-44	10	5	15	5	30	0	0	5	0	5	0	0	0	3	15	5	2	0	100	60	40
Bo II-60	10	10	5	0	40	0	0	0	0	15	0	0	0	0	15	5	0	0	100	70	30
Bo II-64 inf.	6	6	7,5	7,5	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	30	3	5	100	60	40
Bo II-64	0	5	5	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	50	0	0	100	60	40
Bo II-66 inf.	0	15	10	10	20	0	0	0	0	0	10	0	0	0	20	10	5	0	100	65	35
Bo I-78 (1)	15	0	10	0	35	4	1	0	0	0	0	0	0	0	30	5	0	0	100	70	30
Bo I-78	10	10	10	0	30	10	0	3	0	0	2	0	0	0	20	5	0	0	100	60	40

Microfacies G

MUESTRA	Pericarpodos cl	Pericarpodos cg	Forams. H	Forams. Ag	Equinodermos	Ostrácodos	Belemnites	Gasterópodos	Serpilidos	Brachiópodos	Ammonites	Esponjas	Brizozoa	Grapegstones	Cuarzo	Otros	Total	Alcáquimos	Oroquímicos
Mi-39 (1)	0	0	0	0	20	0	0	5	0	10	0	5	0	0	0	10	100	60	40
Mi-38	5	5	5	0	10	0	10	0	0	10	14	0	0	0	1	20	100	70	30
Ch-40b	20	5	6,25	6,25	12,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	100	70	30
Ch-42	15	5	20	0	30	0	0	0	0	20	0	0	0	20	0	10	100	55	45
Ch-44	20	0	10	5	25	5	5	0	0	0	0	0	0	25	0	5	100	60	40
Ch-46a	20	0	5	10	20	0	0	5	0	0	0	0	0	35	0	5	100	60	40
Ch-48	5	0	7,5	7,5	20	0	15	0	0	5	5	0	0	35	0	0	100	60	40
Ch-50a	10	10	13	7	15	0	0	0	5	5	0	0	5	30	0	0	100	60	40
Ch-50b	15	0	10	0	60	0	0	0	0	10	0	0	0	5	0	0	100	70	30
Ch-52	15	0	5	10	40	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	5	100	65	35
Ch-54	10	0	7	3	25	0	20	0	0	10	0	0	0	20	0	5	100	70	30
Bo I-70 techo	0	0	5	5	40	0	0	0	0	0	5	0	0	30	5	10	100	60	40
Cv-68	5	10	9	6	25	0	0	5	15	10	0	3	10	0	2	0	100	65	35

APÉNDICE II MICROFACIES

PROCESOS DE ALTERACIÓN FOSILDIAGENÉTICA RECONOCIDOS EN LAS PARTÍCULAS ESQUELÉTICAS DE LAS DIFERENTES MUESTRAS ESTUDIADAS EN LÁMINA DELGADA Y ESTIMACIÓN SEMICUANTITATIVA DE SU INTENSIDAD

Las X señalan la actuación de procesos fosildiagenéticos. En gris claro las láminas con pérdida de textura original.

El espacio en blanco implica que no se reconocen procesos afectando a ningún grupo fósil observado.

X implica que los procesos afectan a algún grupo fósil reconocido.

XX implica que los procesos afectan a la mayoría de los grupos fósiles reconocidos.

XXX implica que los procesos afectan a todos los grupos fósiles reconocidos.

mic = micritización

dol = dolomitización

p-d = presión-disolución

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies A1

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Mv-56						
Rb-146/1						
Mg-162			xxx	xxx		xx
Pr-56					xx (Fe)	
Pr-74			xxx	xxx		xx
Pr-134			xxx	xxx	xxx (Fe)	xxx
Jb-196			xxx	xxx		xxx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies A2

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Mv-50'a			x	x		x
Qv-70			xxx	xxx		xxx
MI-48 a	xx	x	x	xxx y mic		xxx
Ci-60	x	x	xx	xx	x (Fe)	xxx
Bo II-72			xx	xxx y mic	x (Fe)	xx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies A3

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Vv-48			xxx	xxx		xxx
Ht-109			xx	xxx		xxx
Ht-110			x	xxx		xxx
Cn-52	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ha-56	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Si-76			xxx	xxx y mic		xxx
Ph-76	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ph-78	xx		xxx	xxx y mic		xxx
Ap-20 techo	xxx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pz-22 base a		x	xxx	xxx	x (Fe)	xxx
Pz-22 base b		x	xxx	xxx	x (Fe)	xxx
Pz-22 techo	x		xxx	xxx	x (Fe)	xx
Pz-38	xx	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xx
MI-39 (3)			xxx	xxx		xxx
MI-42	x	x	xx	xxx	x (Fe)	xxx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies A4

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Mv-50			x	xx		x
Tl-50	xx	x	xxx	xxx		xxx
Tj-88						
Qv-48			xxx	xxx		xxx
Rb-118	x			xx mic		xxx
Rb-146/2						
Rb-152						
Ht-86	x		xxx	xx mic		xx
Ht-104 inf						
Pa-14			xx	xxx y mic		xxx
Mg-80			xxx	xx mic		xxx
Mg-86			xx	xxx		xxx
Pr-20				xxx		xxx
Pr-34				xx		xxx
Pr-48			xx	xxx		xxx
Pr-64			xxx	xxx		xxx
Pr-178			xxx	xxx		xxx
Jb-110			xxx	xxx	x (Fe)	xxx
Jb-130				xxx	x (Fe)	xxx
Jb-132				xxx		xxx
Jb-146				xxx		xxx
Jb-148				xxx		xxx
Jb-156			xxx	xxx		xxx
Jb-166			xx	xxx		xx
Jb-188			xxx	xxx		xxx
Jb-198			x	x mic		xxx
Jb-210				x		xx
Jb-216			xx	x		xxx
Jb-218			xx	xxx		xxx
Pi-40		x	x	xxx		xxx
Pz-22 medio	xx		xx	xxx		xxx
MI-20	x	x		x		xx
MI-50 base			xx	xxx y mic		xx
Bo II-46			x	xxx		xxx
Bo II-48			xxx			xxx
Bo I-60			x	xxx		xxx
Bo I-76				xxx		xx
Bo I-86				xxx		xxx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies B1

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Cv-48	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-60	xx		xxx	xxx y mic		xxx
Cv-64	xx		xxx	xxx y mic		xxx
Cv-72	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-76 medio			xxx	xxx		xxx
Vv-26	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-22	xx	x	xx	xxx y mic		xxx (rotos y p-d)
Mv-28			xxx	xxx (a veces Fe)		xxx
Mv-32			xxx	xxx		xxx
Tl-74			xxx	xxx		xxx
Qv-16	x	x	xx	xxx y mic		xxx
Qv-46			xxx	xxx y mic		xxx
Rb-66	xx	x	x	xxx	x Fe	xxx
Ht-102		x	xxx	xx		xxx
Ht-108	x		xxx	xxx		xxx
Cn-28 (2)	xxx	xx	x	xx y mic	xx Fe y dol	xxx
Si-26			xxx	xxx y mic		xxx
Mg-26			xx	xxx y mic		xxx (rotos y p-d)
Mg-38			x	xxx	x Fe	xx
Mg-64			xx	xxx y mic	x Fe	xxx
Mg-88			xxx	xxx		xx
Mg-118			xxx	xxx		xxx
Mg-194			xxx	xxx		xxx
Mg-208			xx	xxx		xx
Mg-214			xxx	xxx		xxx
Pr-4			x	xxx y mic	x Fe	xx
Pr-8			x	xx y mic		xx
Pr-166			xx	x		xxx
Jb-168			xx	xxx		xxx
Jb-170				xx		xxx
Jb-180			xx	xxx y mic		xxx
Ap-17 base		xx	xx	xxx y mic		xxx
Ap-24 sup	xx	xx	xx	xxx y mic		xxx
MI-6	x		xxx	xxx y mic	x Fe	xxx
MI-10				xxx y mic		xxx
Ci-14 inf.			x	xxx y mic	x Fe	xx
Ci-14 sup.	x		xx	xxx y mic	x Fe	xxx
Ci-18			xxx	xxx y mic		xxx
Ci-20	x		x	xxx y mic	x Fe	xx
Ci-30			x	xxx y mic	x Fe	xxx
Ci-38 base	x	xx	xxx	xxx		xxx
Bo II-22			xxx	xxx y mic		xxx
Bo II-32			xx	xxx y mic		xxx
Bo I-26				xx		xxx
Bo I-36				xxx		xxx
Bo I-42				xxx		xxx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies B2

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Tj-2	xxx	xx		xxx	x (a veces Fe)	xxx
Tj-4	xxx	x	x	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Tj-6	xxx	xx	xx	xxx	x (a veces Fe)	xx
Tj-8	xxx	xx	xx	xxx	x (a veces Fe)	xx y a veces P-D
Tj-36	xx		xx	xxx		xxx
Tj-42	x	x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Rb Toar-Aal	xxx		xx	xxx		xxx
Ap-22	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
MI-44	x	x	x	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
MI-46	x	x	xx	xxx y mic		xxx
Ci-34	xx	x	x	xxx y mic		xxx
Ci-36a	xx	xx	xxx	xxx y mic		xx
Ci-46b	xx	xx	x	xxx y mic		xx
Ci-58	xx	xx	xx	x y mic	x (a veces Fe)	xx

Procesos de Alteración Fosildiagnéticos Microfacies C

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Cv-20			xxx	xxx y algo mic		xxx
Vv-2	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Vv-42a	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-2	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-8	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
TI-16	xx	xx	xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
TI-46 medio	xx	xx	xxx	xxx y algo mic	x (a veces Fe)	xxx
TI-46 techo	xx	xx	xx	xxx		xxx
Tj-34	xx		xx	xxx y algo mic	x (a veces Fe)	xxx
Tj-50	x	x	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Tj-62	x	x	xxx	xxx		xxx
Tj-68	x	x	xxx	xxx y algo mic		xxx
Qv-2	xx	x	xx	xxx y mic		xxx
Qv-10	x	x	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Qv-32	x		xx	xxx y mic		xxx
Qv-38	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Qv-40	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Qv-44	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Rb-150	x		xx	xx y algo mic	x (a veces Fe)	xxx
Ht-48	x	x	x	xxx y mic		xxx
Pa-12 sup.	x	xx	xxx	xxx y algo mic	x (a veces Fe)	xxx
Vy-14	x	x	xxx	xxx y mic		xx
Cn-4		xx	xxx	xxx y mic		xxx
Cn-20	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Cn-28 (1)	xxx	x	x	xx	x (a veces Fe)	xxx
Ha-18	x		xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Si-6	x		xxx	xxx y mic		xxx
Si-10			xxx	xxx y mic		xxx
Si-12	x		xxx	xxx y mic		xxx
Si-30			xxx	xxx y mic		xxx
Si-34	x		xxx	xxx y mic		xxx
Si-36	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Si-38	x		xxx	xxx y mic		xxx
Si-46			xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Si-58	x		xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Ph-60			xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Mg-28 a			xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Pr-12 a			xx	xx y algo mic		xxx (y p-d)
Pr-12 b			xx	xxx y mic		xx
Pr-106			xx	xxx y mic		xxx
Pr-146			xx	xxx y mic		xxx
Jb-78	x	x	x	xxx y mic		xxx
Jb-106 a			xxx	xxx		xxx
Jb-106 b			xx	x		xxx
Jb-190			xx	xx		xxx
Pi-4		x	x	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Pi-16	x	x	x	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Pi-20	xx	xx	x	xxx		xxx (y p-d)
Ap-2	x	x	xxx	xxx y mic		xxx (y p-d)
Ap-18 inf.			xxx	xxx		xxx
Pz-2.1	x	x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Pz-26	xxx	x	xxx	xxx		xxx
MI-8	x	x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xx
MI-22	xx	x	xxx	xxx		xxx
Ci-2			x	xxx		xxx
Ci-12a		x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Ci-12c	x		xxx	x y mic	x (a veces Fe)	xxx
Ci-24	x		xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xx
Bo II-2			xx	xxx		xxx
Bo II-6	xx	x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Bo II-18a		x	xx	xxx y mic		xxx
Bo II-62 (2)	x	xx	xxx	xxx y mic		xxx
Bo I-6b				xx		xxx
Bo I-16				x		xxx
Bo I-30				xxx		xxx
Bo I-46			x	xxx		xx
Bo I-54			x	xxx		xx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies D

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Vv-46 inf	x	x	xxx	xxx		xxx
Mv-14	xxx	x	xxx	xxx y mic		xxx
PI-20	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
PI-28			xx	xx y mic		xxx
Qv-64	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Qv-66	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ht-94	xxx	xx	x	xx		xxx
Ht-107	x	x	xx	xxx		xx
Vy-52			xxx	xxx y mic		xxx
Vy-58 medio	xx	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y algo p-d
Vy-58 techo	xxx	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y algo p-d
Cn-46	xx	xx	x	xxx		xxx
Ha-54 (1)	xxx	x	xxx	xxx		xxx
Ha-54 (2)	xx	x	x	xx		xxx
Ph-74 d	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ph-74 e		x	xxx	xxx y mic		xxx
Pi-38.2	xx	xx	x	xx	x (Fe)	xx
Ap-20 base	xxx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ap-20 mitad	xxx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
MI-26	x	x	xx	xxx	x (Fe)	xxx
MI-34 inf.	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
MI-36	x	x	xx	xxx y mic		xx
MI-40	xx	x	x	xxx y mic	x (Fe)	xx
Bo II-68/69	x	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xx
Bo II-70	x	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Bo I-80 (1)	x		x	xx		xxx
Bo I-80 (2)	x		x	xxx		xx
Bo I-82	x		x	xx	x (Fe)	xx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies E1

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Cv-24	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-34	xx	x	xx	xxx y mic		xxx
Cv-58	xxx	xx	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-66	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-70	xxx	xx	xxx	xxx y mic		xxx
Cv-76 base	x		xxx	xxx y mic		xxx
Cv-76 techo			xxx	xxx y mic		xxx
Vv-10	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Vv-24	xx	xx	xxx	xxx y mic		xxx
Vv-34	xxx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Vv-42b	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-20	xx	xx	xx	xxx y mic		xxx
Mv-24b	xxx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-34	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-38	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Mv-48		x	xx	xxx y mic		xxx
Mv-50'b		x	xxx	xxx y mic		xxx
Tj-14	xx	x	xx	xxx y mic		xx
Tj-20	xxx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Tj-30	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Tj-32 base	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Qv-8	xx	xx	xxx	xxx y mic		xxx
Qv-14	xx	x	xx	xxx y mic		xxx
Qv-18	xx	x	xx	xxx y mic		xxx
Qv-60	x	x	xx	xxx y mic		xxx
Rb-96	x	x	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Rb-148			x	xxx y mic		xx
Ht-90	xx	x	xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Vy-20		x	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Cn-16	xxx	x	xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Mg-28 b			x	xxx y mic		xxx
Ap-16 sup.	xx	x	xxx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Pz-24	x	x	xx	xxx	x (a veces Fe)	x
MI-12 inf. A	x		xx	xxx	x (a veces Fe)	xxx
Ci-6			xx	xxx		xxx
Ci-8b			xx	xxx y mic		xx
Ci-10			xx	xxx		xxx
Ci-12b	x		xxx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Ci-32	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Bo II-12				xxx		xx
Bo II-18c			x	xxx y mic		xxx
Bo II-20b		x	xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Bo II-26		x	xx	xxx y mic		xx
Bo II-36	x	x	x	xxx	x (a veces Fe)	xx
Bo II-42a	x	xx	xx	xxx y mic	x (a veces Fe)	xxx
Bo I-24				xx		xx
Bo I-48			x	xx	x (a veces Fe)	xx
Bo I-52			x	xxx		xx

Procesos de Alteración Fosildiagnéticos Microfacies E2

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Cv-74	xx	x	xxx	xx	xx (Fe)	xxx
Vv-14	x	xx	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Vv-16	xxx	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Vv-18	xxx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Vv-32	x	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Tl-58	xx	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Tl-82	xxx	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Tj-74	x	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Tj-80	x	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Qv-54	xx	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Qv-56	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Qv-58	x	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Qv-62 medio		x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Qv-62 techo	x	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Rb-124	x	x	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Rb-126	xx	xx	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Rb-144	x	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Pa-2	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pa-4	x		xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pa-6	x	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pa-8	xx	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pa-10	xx	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Vy-36	xx	x	xx	xx	x (Mn?) y dol	xx y p-d
Vy-44	xx	x	xxx	xxx y mic		xx y p-d
Vy-46	xx	xx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Cn-22	xx	xx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Ha-30	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ha-32		x	xxx	xxx y mic		xxx
Ha-36	xxx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ha-40	xxx	xxx	xx	xx y mic	xx (Fe)	xxx
Si-48			xxx	xxx y mic		xxx
Si-54			xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Si-64			xxx	xxx y mic		xxx y p-d
Si-66			xxx	xxx y mic		xxx y p-d
Ph-54	x	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ph-62			xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ph-66 b		x	xxx	xxx y mic		xxx
Pi-22		xxx	x	xxx	x (Fe)	xxx
Pi-32.1	xx	xx	x	xxx	x (Fe)	xxx
Pi-38.1	xx	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ap-8	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ap-16 inf.		x	xxx	xxx		xxx
MI-14 sup.	x		x	xxx y mic		xxx
MI-48 b	x	x	x	xxx y mic		xxx
MI-48 2	xx	x	xx	xx		xx

Procesos de Alteración Fosildiagnéticos Microfacies F1

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Vv-46 sup	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Mv-54	x		xx	xxx y mic	x (Fe)	xx
Tl-84	x	x	xx	xx y mic	x (Fe)	xx
Pl-12	x	xx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xx
Pl-14	xx	xx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xx
Pl-18		x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xx
Pl-22	xx	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Pl-24 inf.	xxx	xx	xxx	xxx y mic	xxx (Fe)	xx
Qv-50	xx		xx	xxx y mic	xx (Fe)	xx
Qv-52	x	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Ht-108 inf		x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xx
Ht-108 sup			xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Vy-56	xxx	x	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Vy-58 base	xxx	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Cn-30	xxx	xxx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Cn-32	xxx	xx	xx	xxx	x (Fe)	xxx
Ha-42	xx	x	xxx	xx	xx (Fe)	xxx
Ha-50	xx	x	x	xx		xxx y p-d
Ph-68 e	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx y p-d
Ph-70 a			xxx	xxx y mic		xxx
Ph-70 c			xxx	xxx y mic		xxx y p-d
Pi-34	xx	xx	x	xxx	xx (Fe)	xxx
Pi-36	xxx	xxx		xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Ap-17 inf.	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ap-18 sup.	xx	x	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ap-19 base	x	x	x	xxx y mic		xxx
Pz-14	x	xxx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Pz-16	xxx	x	xxx	xxx		xxx
Pz-18	xx	x	xxx	xxx	xxx (Fe)	xxx
Pz-34	xx	x	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx y p-d
MI-18 sup.	x	xx	xxx	xxx	xx (Fe)	xx
MI-24	xx	x	xx	xxx	x (Fe)	xxx
MI-30	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
MI-39 (2)	x	x	xxx	xx	xx (Fe)	xxx
MI-39 (4)	xx	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Bo II-62 (1)	x	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Bo I-58	x		x	xxx	x (Fe)	xx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies F2

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
Vv-38	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Vv-44	xx	x	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Mv-36	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Mv-46	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Mv-52	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Tj-22 sup.	xxx	xxx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pl-26 (3)	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Pa-12 inf.	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Vy-40	xx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Cn-18	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx
Ha-52 inf	xxx	xx	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Ha-52 sup	xxx	xx	xxx	xx	xx (Fe)	xx
Si-70b	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Si-72	x	x	xx	xx y mic	x (Fe)	xxx
Si-74	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ph-68 b	x	x	xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Ph-72 c	x	x	xxx	xx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
Ap-19 sup.	xxx	xx	xx	xx y mic	x (Fe)	xxx y p-d
MI-18 base	x		xx	xx y mic	xx (Fe)	xx
MI-32	xx	x	xx	xxx y mic		xx
Bo II-42b	x	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Bo II-42c	x	xx	xx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Bo II-44	x		xxx	xxx y mic	x (Fe)	xxx
Bo II-60	x	x	xxx	xxx y mic		xxx
Bo II-64 inf.	x		xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx y p-d
Bo II-64 sup.	x	xx	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx y p-d
Bo II-66 inf.	xx	xx	xx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx y p-d
Bo I-78 (1)	xx	x	x	xxx y mic	x (Fe)	xx
Bo I-78	x		x	xxx y mic		xxx

Procesos de Alteración Fosildiagenéticos Microfacies G

MUESTRA	Encostramiento	Bioerosión	Disolución	Recristalización	Remplazamiento	Distorsiones mecánicas
MI-39 (1)	x	xx	xx	xx y mic		xxx
MI-38	xxx	xxx	xxx	xx		xx
Ci-40b	xxx	xx	xx	xxx y mic		xx
Ci-42		x	xx	xx y mic		xxx
Ci-44	xx	xx	xx	xxx y mic		xxx y p-d
Ci-46a	xx	xx	xx	xxx y mic		xxx
Ci-48	xxx	xxx	x	xx y mic		xx
Ci-50a	xx	xx	xx	xxx y mic		x
Ci-50b	xxx	xx	xxx	xx y mic		xxx y p-d
Ci-52	xxx	xx	xxx	xxx y mic		xx
Ci-54	xxx	xx	xxx	xx y mic		xx
Bo II-70 techo	xx	xx	xxx	xxx y mic	xx (Fe)	xxx
Cv-68	xx	x	xxx	xxx y mic		xxx

8.1 ANTECEDENTES SOBRE PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS

8.1.1 INTRODUCCIÓN

La bibliografía existente sobre las rocas ferruginosas oolíticas es amplia y aborda diferentes aspectos de estudio. Muchos de ellos aportan diversos enfoques sobre diferentes aspectos texturales y geoquímicos de los ooides ferruginosos y sobre los modelos de facies en los que se encuentran o su aparición en momentos específicos dentro del registro geológico. Su estudio está asociado con controversias en distintos aspectos.

Hay que señalar la escasez de trabajos monográficos sobre este tipo de rocas. El último trabajo monográfico de cierta envergadura (Young, 1989a), resultado de los diversos trabajos presentados en el Simposio Internacional de la Sociedad Geológica en Sheffield bajo la temática de “Rocas Ferruginosas Fanerozoicas”, es una recopilación de diversos enfoques sobre los estudios llevados a cabo en rocas ferruginosas oolíticas. Podría señalarse una tendencia en la última década hacia un mayor desarrollo de estudios geoquímicos basándose en el contenido en tierras raras o estudios secuenciales en las facies asociadas a estas rocas. El enfoque propuesto durante las décadas anteriores estaba más diversificado e incluía descripciones texturales y/o mineralógicas, pero sobre todo trataba de definir un posible origen del hierro y una definición de los medios sedimentarios que podrían producir este tipo de sedimentos. Por el momento no hay un consenso claro sobre ninguno de los dos últimos apartados, más bien parece admitirse una gran variedad de posibles fuentes del elemento, así como un amplio espectro de medios sedimentarios (e incluso diagenéticos) donde podría tener lugar la acumulación de los ooides ferruginosos.

En este apartado hemos tratado de realizar una revisión de las distintas hipótesis y en capítulos posteriores se describen e interpretan los datos obtenidos para el Aalenense y el Bajociense de la Cordillera Ibérica Noroccidental.

Young (1989a), en la introducción del trabajo monográfico publicado por Young y Taylor (1989), recuerda que las rocas ferruginosas antiguas han sido objeto de muchos estudios, especialmente las que presentan textura oolítica. Este autor resalta el interés creciente en los estudios de la génesis de las rocas ferruginosas oolíticas, señalando como causas principales los avances tecnológicos disponibles para el estudio de este tipo de rocas, así como el progreso en el entendimiento de los contextos sedimentológicos y diagenéticos en los cuales pueden ser encontradas. Señala que en la mayoría de las rocas ferruginosas, las fases de óxidos, hidróxidos y silicatos tienen un grano muy fino, y que la técnica clásica de microscopía óptica petrográfica no tiene resolución para observar la microestructura. Destaca el avance para la investigación petrográfica y mineralógica en las técnicas de imágenes de alta resolución y los análisis químicos. La microscopía electrónica de barrido de alta resolución, las técnicas de electrones retrodispersados y los análisis de microscopía analítica de transmisión y microsonda han permitido unos análisis más detallados de las texturas y de la composición química de las fases minerales presentes en las rocas ferruginosas. Por otro lado constata que las condiciones sedimentológicas poco habituales en las que se desarrollaron muchas rocas ferruginosas oolíticas, han dificultado su interpretación. Los avances en el conocimiento de la estratigrafía de eventos, las secuencias cíclicas y la sedimentación episódica han suministrado un nuevo marco para la investigación de las condiciones de deposición

de las rocas ferruginosas. Otro de los puntos con mayor desarrollo que indica este autor, ha sido la investigación de los procesos diagenéticos tempranos.

Se plantean dos interrogantes en el origen de las rocas ferruginosas oolíticas: 1) La mineralogía que presentan (especialmente la mineralogía específica silicatada) y 2) Los modelos de formación (con alta riqueza en hierro y textura oolítica). Las soluciones posibles no han sido consensuadas, pero se han hecho avances en el conocimiento de muchos puntos.

8.1.2 MINERALOGÍA

8.1.2.1 COMPOSICIÓN PRIMARIA

La naturaleza y la génesis de los minerales contenidos en las rocas ferruginosas han sido objeto de muchos estudios. Los minerales silicatados con hierro que están relacionados con las rocas ferruginosas son normalmente bertierina y chamosita. Se acepta que la chamosita de los ooides es un producto de la transformación de la bertierina a temperaturas entre 120-160°C (Curtis, 1985; Iijima y Matsumoto, 1982), aunque los últimos trabajos indican que este umbral puede ser incluso menor: aproximadamente 70°C (Meunier, 2005). Otras mineralogías que aparecen formando ooides ferruginosos incluyen goetita y apatito. La goetita es un mineral común en muchas rocas ferruginosas, a veces como un producto de alteración de la bertierina, pero a menudo parece ser un mineral primario o la reestructuración de un oxo-hidróxido amorfo de hierro (Gehring, 1989). La siderita, junto con la pirita suelen aparecer como otras fases minerales de hierro asociadas a las rocas ferruginosas. Gehring (1990) apunta que la paragénesis bertierina-siderita-pirita podría reflejar cambios en un medio diagenético marino que variase desde condiciones post-óxicas a sulfhídricas.

8.1.2.1.1 FILOSILICATOS

Brindley (1982) describió la bertierina como un filosilicato ferro-alumínico tipo 1:1 (bilaminar) que pertenece al grupo de las serpentinas. Químicamente se parece a la clorita férrica, chamosita, en la cual el silicio, el aluminio y el hierro ferroso son los componentes principales, y el magnesio y el hierro férrico están presentes en menores cantidades. Brindley (1982) hace mención que el nombre bertierina parece haber sido usado por primera vez por Beudant (1832) para especímenes de Hayange, Lorena, previamente estudiados por Berthier (1827), y volvió a ser citado por Orcel *et al.* (1949) para distinguir este mineral del grupo de las serpentinas de una clorita químicamente parecida. Brindley (1982) afirma que sus características físicas y químicas no son fáciles de estudiar debido a la naturaleza poco homogénea de los especímenes en los que aparece y que los datos de difracción de rayos-X (XRD) son a menudo confusos. El autor indica que la bertierina con un espaciado basal de 7Å, y la chamosita con un espaciado basal de 14Å, se reconocen respectivamente por la ausencia o presencia de una reflexión en 14Å. Sin embargo, la reflexión 14-Å de la clorita rica en hierro, chamosita, es débil o muy débil, y además la bertierina con una pequeña mezcla de clinocloro puede ser fácilmente confundida con la chamosita (Fig. 8.1). Los parámetros de celda-unidad *a* y *b* son similares para ambos minerales, y muchas reflexiones tienen espaciados *d* casi idénticos. Los datos de XRD de especímenes casi puros de bertierina, cuando el nombre de chamosita aún se empleaba (Brindley, 1949, 1951; Brindley y Youel, 1953), mostraron que existían politipos ortorrómbicos y monoclinicos en proporciones variables, normalmente asociados. Los análisis químicos realizados por Brindley (1982), indicaban que la

variación de SiO_2 (19-27% en peso) y del FeO (32-37%) eran pequeñas y que el Al_2O_3 (12-28%), el Fe_2O_3 y el MgO estaban presentes en porcentajes relativamente bajos. Pequeñas cantidades de TiO_2 podrían aparecer relacionadas con la presencia de mezclas con rutilo o anatasa. Brindley (1982) apunta que muchos autores diferencian entre H_2O - y H_2O^+ , pero en algunos análisis se da el H_2O total.

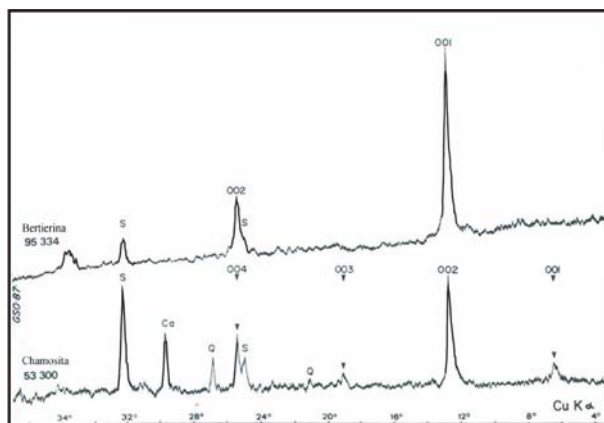


Figura 8.1. Difractogramas de la bertierina de Hayange: 95-334 y la chamosita de Chamoson: 53-300. Modificado de Odin *et al.* (1988). La muestra de roca de Chamoson es una mezcla de chamosita (picos 001 a 004), siderita (S), calcita (Ca) y cuarzo (Q). Los ooides de Hayange (Lorena) son de bertierina pura.

La fórmula estructural que propone Brindley (1982) (asumiendo que la bertierina pertenece al grupo mineralógico de las serpentinas) sería una fórmula del tipo $(\text{R}^{2+}_a \text{R}^{3+}_b \square_c)(\text{Si}_{2-x}\text{Al}_x)\text{O}_5(\text{OH})_4$, donde R^{2+} y R^{3+} son cationes ocupando posiciones octaédricas, \square representa posibles posiciones octaédricas vacantes y $a + b + c = 3$. Las posiciones tetraédricas que no están ocupadas por Si se rellenan con cationes de Al. El resto de cationes ocupan posiciones octaédricas.

Van Houten y Purucker (1984) recuerdan que se han definido y aplicado distintos nombres para los minerales de la arcilla ricos en hierro por autores como Millot (1970), Bayliss (1975), Bailey (1980), Odin y Matter (1981) y Brindley (1982). Los componentes “chamosíticos” son principalmente los ooides tanto bertierínicos como chamosíticos y los peloides no glauconíticos:

Van Houten y Purucker (1984) también diferencian la bertierina como una serpentina 7Å trioctaédrica rica en hierro y aluminio, señalando que sería la “chamosita” de muchos trabajos antiguos. El mineral es el predominante en peloides y ooides desde el mesozoico a la actualidad. Asimismo, describen la chamosita como una clorita 14Å trioctaédrica, resaltando que el término ha sido frecuentemente aplicado tanto a los minerales 7Å y 14Å, especialmente antes de que los análisis de rayos-X fueran comunes. Estos autores refieren que la chamosita es común en las rocas ferruginosas oolíticas del Paleozoico.

Posteriormente Hillier (1995), basándose en las distribuciones actuales de las facies *Verdine*, destaca que en sedimentos actuales aún no ha sido demostrada la formación de una clorita verdadera (mineral 14 Å, 2:1 + 1). Sin embargo, puntualiza que los minerales ricos en Fe con un espaciado basal de 7Å, muy cercanos en composición a las cloritas, son relativamente frecuentes en los “granos verdes” de sedimentos actuales de aguas con profundidades entre 10 y 60 m, poniendo como ejemplo los deltas de regiones tropicales, como el delta del Níger. Muchos de los minerales de estos depósitos ha sido descritos antiguamente como chamosita (Porrenga, 1967), y posteriormente como

bertierina (Odin y Matter, 1981) reservando la denominación de chamosita para la clorita verdadera (14 Å) rica en Fe.

Como se define en el trabajo sobre el origen y la mineralogía de las arcillas de Velde (1995c), la bertierina es un mineral filosilicatado trioctahédrico, donde el Fe aparece principalmente como Fe^{2+} como ocurre en las cloritas. Sin embargo Hillier (1995) resalta que en los estudios de “granos verdes” actuales o sub-actuales realizados por Odin (1988) demuestran que en casi todos los casos el filosilicato de 7Å en estas partículas contiene predominantemente Fe^{3+} y es más rico en Si y Mg y más pobre en Al que las bertierinas descritas en el registro sedimentario. Bailey (1988) propone el término odinita para referirse a este mineral, aunque autores como Kimberley (1994), no están de acuerdo con esta nomenclatura. Kimberley (1994) critica la afirmación de Bailey (1988) diciendo que la odinita es composicionalmente muy diferente de la bertierina. Kimberley (1994) afirma que Bailey (1988) se basa únicamente en los análisis realizados por Brindley (1982). Este último autor eliminó arbitrariamente los álcalis de sus análisis totales y redujo otros componentes en varios de los análisis. Por otra parte, gracias a análisis de microsonda, se tiene constancia de que los álcalis aparecen en la bertierina (Kimberley, 1979; Maynard, 1986). Kimberley (1989b) resalta que todas las rocas ferruginosas ricas en bertierina tienen en su composición tanto álcalis como hierro en estado férrico. Así pues, Kimberley (1994) sostiene que Bailey (1988) no tiene en cuenta las posibles variaciones composicionales de la bertierina y no ve justificado el uso del nuevo término odinita.

8.1.2.1.2 ÓXIDOS Y FOSFATOS

Otras mineralogías que aparecen formando ooides ferruginosos incluyen goetita y apatito. La goetita es estable en medios oxigenados (Spears, 1968; Maynard, 1986). Los ooides goetíticos pueden haberse formado de forma primaria, o por oxidación de ooides chamosíticos, mediante el retrabajamiento o la alteración. Sin embargo, la goetita es altamente insoluble y puede persistir en desequilibrio con su medio geoquímico debido a su lenta tasa de reacción (Coleman, 1985). Esto explica la frecuente coexistencia de pirita y goetita, la primera habiéndose formado en la zona reductora de los fosfatos (Berner, 1981). Así, la presencia de goetita no es necesariamente indicativa de un medio diagenético oxidante (Burkhalter, 1995).

Lo mismo es aplicable al apatito, que probablemente se forma tanto en (micro-) ambientes óxicos (Gehring, 1985) como anóxicos (Krajewski (1984)), ya sea por absorción química de fosfato en una superficie de goetita, o por reemplazamiento de bertierina (Young *et al.*, 1991; Young, 1993) o calcita (Gehring, 1985).

8.1.2.2 CAMBIOS DIAGENÉTICOS

Muchos de los problemas interpretativos derivan de que no existe un consenso en la secuencia de la precipitación de los minerales (Young, 1989a). Muchos autores han realizado comentarios sobre la presencia de dos tipos principales de ooides de rocas ferruginosas en medio marino: ooides goetíticos de alta esfericidad y ooides con bertierina como mineral dominante con baja esfericidad. Esto sugiere que la bertierina (u otra fase silicatada) fue el material dominante en el ooide antes de que tuviese lugar una compactación significativa, implicando que probablemente la diagénesis de enterramiento no estaría relacionada con la formación de bertierina en esos casos (Young, 1989a). Existen evidencias de transformación temprana de ooides oxidados a bertierínicos,

en las partes más profundas y reductoras de los perfiles edáficos (Sielh y Thein, 1989). Varios autores han propuesto distintos medios diagenéticos con paragénesis minerales específicas en función de la estabilidad mineral y su tasa de reacción diagenéticas.

8.1.2.2.1.- Diagénesis temprana: interfase agua-sedimento

Berner (1981) propone una clasificación geoquímica de medios sedimentarios actuales basándose en la presencia o ausencia de oxígeno y de sulfuro disuelto en el sedimento en el momento de formación de los minerales autigénicos, ya que el Eh es generalmente imposible de medir y que el pH es relativamente constante. Los medios parecen sucederse unos a otros durante la diagénesis temprana en este orden: óxico, post-óxico, sulfhídrico y metánico. El esquema propuesto liga la formación de minerales autigénicos con los procesos biológicos que se desarrollan en el sedimento, ya que la importancia de los procesos de oxidación-reducción afecta a ambos. Los parámetros que reflejan esto serían la concentración de oxígeno disuelto (O_2) y los sulfuros totales disueltos (H_2S más HS^-). Si existen trazas de sulfuros los organismos aeróbicos mueren y los minerales oxidados (hematites, por ejemplo) se convierten en minerales sulfurosos. Asimismo, los minerales sulfurosos se transforman a minerales oxidados y las bacterias que producen sulfuros en los sedimentos mueren si aparecen trazas de oxígeno. Además, el O_2 y el H_2S no pueden coexistir en disolución en concentraciones medibles, ya que es poco favorable termodinámicamente y la cinemática produce sulfuros oxidados y agua.

Berner (1981) propone una primera diferenciación entre medios sedimentarios óxicos ($C_{O_2} > 10^{-6}$ M) y anóxicos ($C_{O_2} < 10^{-6}$ M), dependiendo de la presencia o ausencia de oxígeno disuelto medible. Los medios anóxicos, a su vez se dividen en sulfhídricos ($C_{H_2S} > 10^{-6}$ M) y no sulfhídricos ($C_{H_2S} < 10^{-6}$ M), dependiendo de la presencia o ausencia de sulfuros disueltos medibles. Los medios anóxicos no sulfhídricos a su vez se dividen en post-óxicos y metánicos.

Medios óxicos.

Se asume de forma generalizada que la presencia de minerales de óxidos férricos marcan un medio óxico, sin embargo los óxidos férricos, como por ejemplo hematites, pueden permanecer estables con concentraciones de oxígeno disuelto mucho menores a 10^{-6} M. Los minerales del tipo MnO_2 son mejores indicadores de medios óxicos. Otra característica importante es la ausencia relativa de materia orgánica en estos medios ya que los microorganismos aeróbicos la descomponen antes del enterramiento.

Medios anóxicos.

Medios sulfhídricos. Estas condiciones se alcanzan en su mayor parte por la reducción bacteriana de sulfatos a sulfuros, junto con descomposición de la materia orgánica (Goldhaber y Kaplan, 1975). Este proceso se da en condiciones anóxicas después de que todo el oxígeno disuelto ha sido consumido por organismos aeróbicos, y sólo tiene lugar en cuencas anóxicas o por debajo de la interfase agua-sedimento en sedimentos ricos en materia orgánica depositados en aguas oxigenadas (Goldhaber y Kaplan, 1975).

Medios no sulfhídricos. Estos medios pueden ser más frecuentes que lo que cabría esperar. En muchos sedimentos marinos profundos hay cantidades suficientes de materia orgánica metabolizable, así que todo el oxígeno disuelto en el sedimento se consume por la acción

descomponedora de los organismos aerobios. Sin embargo, la materia orgánica es insuficiente para generar condiciones sulfhídricas, así que lo que ocurre es que ésta se descompone sucesivamente por las reducciones de nitratos, del manganeso y del hierro, pero no por reducción de sulfatos. Para estos sedimentos se aplica el término **post-óxicos**. Debido a una falta tanto de oxígeno como de sulfuros, las concentraciones de Fe^{++} y Mn^{++} pueden alcanzar la saturación formando bertierina, glauconita, siderita, rodocrosita etc. (por ejemplo Li *et al.* (1969); Lynn y Bonatti (1965)). En los sedimentos post-óxicos se alcanzan las condiciones anóxicas no sulfhídricas debido a la deposición de un aporte limitado de materia orgánica, y como resultado, estos sedimentos se caracterizan por bajas concentraciones de carbono orgánico. Se suelen referir a menudo a este medio como el débilmente reductor asociado con la formación de siderita (Krumbein y Garrels, 1952). Sin embargo, un mineral más representativo probablemente es la glauconita, ya que contiene hierro tanto en estado ferroso como férrico, pareciendo que se forma en condiciones fluctuantes óxicas y anóxicas (Cloud, 1955).

En algunos sedimentos, donde se deposita abundante materia orgánica susceptible de descomposición, el oxígeno, junto con los nitratos y los sulfatos, son sucesivamente reducidos por la acción bacteriana desde las aguas intersticiales hacia profundidad. Si hay suficiente hierro disponible formando parte de minerales detríticos, todo el sulfuro resultante de la reducción de los sulfatos es utilizado para la génesis de sulfuros de hierro y pirita. En consecuencia, una reducción continua en profundidad, resulta en un incremento de Fe^{++} disuelto en el agua intersticial, ya que no hay más sulfhídrico para precipitar por falta de sulfato intersticial (fuente primaria de sulfhídrico). Por último, se alcanza la saturación con la formación de siderita o vivianita, dependiendo de las condiciones, y junto con el enriquecimiento en Fe^{++} y Mn^{++} , y tras el cese de la reducción de los sulfatos, la descomposición de la materia orgánica genera metano disuelto. A este medio anóxico no sulfhídrico altamente reductor (Berner, 1981) aplica el término de **metánico**.

Así la sucesión de los procesos de la descomposición de la materia orgánica sería la siguiente: consumición de oxígeno (respiración), reducción de nitratos, reducción de sulfatos y formación de metano.

8.1.2.2.2.- DIAGÉNESIS PROFUNDA Y METAMORFISMO DE BAJO GRADO

Según los estudios de Velde (1995b), la mayoría de los minerales silicatados presentes en las rocas sedimentarias, no están en equilibrio químico ni termal con los minerales adyacentes. Cada uno de estos minerales tiene su propia tasa de reacción para adquirir una mineralogía y quimismo óptimos, que dependen de la tasa de enterramiento y del tiempo implicado en éste. Este autor hace una clasificación con tres familias de minerales y fases que tienen distinta tasa de reacción:

Familia A (Reacción rápida): ceniza volcánica, esmectitas formadas en condiciones superficiales, materiales amorfos, sílice amorfa o cristobalita, minerales de silicatos hidroxialumínicos derivados de suelos (imogolita), halloysita (caolinita hidratada), zeolitas alcalinas, sepiolita y paligorskita y versiculitas edáficas.

Familia B (Reacción lenta): cuarzo, feldespato potásico, bertierina (7\AA clorita), caolinita, olivino y piroxenos, biotita y moscovita.

Familia C (Minerales persistentes): granate, circón y óxidos de hierro, como la magnetita.

Velde (1995b) cita que como regla general, los minerales de la familia A cambian durante los primeros 1-1,5 Km. de enterramiento, los de la familia B entre los 2-4 Km. y la familia C persisten hasta el inicio de la zona de metamorfismo de bajo grado, hasta una profundidad de 10 km, por debajo de la cual no existen minerales de la arcilla en las rocas. Estas profundidades están calculadas para un gradiente geotérmico de 30° C/km, alcanzando unas temperaturas de unos 200°C a los 7 km de profundidad. Con gradientes mayores, las arcillas se transforman a profundidades menores, estando siempre transformadas por encima de 250° C en cuencas más jóvenes, <200 m.a.

El segundo kilómetro de diagénesis de enterramiento, dependiendo de la temperatura y la edad del enterramiento, la glauconita y la bertierina sedimentarias parecen mantener su composición sedimentaria inicial. En la parte superior de este segundo kilómetro de la columna sedimentaria, los silicatos son ricos en sílice. Desciende el número de fases minerales debido a la destrucción de los productos de alteración metaestables de los suelos, como la capa mixta. Se instaura cierto orden mineralógico.

En los últimos kilómetros la reacción mineral está en función de las relaciones entre compactación y porosidad, la temperatura de enterramiento y la tasa de enterramiento. La mayor parte de las transformaciones minerales de los primeros kilómetros ocurre en los silicatos de grano fino, (arcillas). En los primeros dos kilómetros existe poca interacción entre los minerales de la arcilla con otros minerales de los sedimentos. Pero cuando empiezan a aumentar la temperatura y el tiempo de enterramiento, otros materiales y minerales comienzan a interaccionar con las arcillas. La influencia de los carbonatos y la reducción del estado de los óxidos de hierro, son a veces los factores más importantes en la mineralogía diagenética. Los minerales sedimentarios como la glauconita, la bertierina, la sepiolita y la paligorskita tienden a mantenerse inalterados en el primer kilómetro y la parte superior del segundo kilómetro de enterramiento. Las reacciones por la temperatura son un buen instrumento de medida, un tipo de geotermómetro. Un material similar es la materia orgánica, por la transformación de moléculas complejas de carbono, hidrógeno y oxígeno en otras más simples, con mayor proporción en contenido en carbono. Las reacciones empiezan a presentar una alta actividad entre los 80-160° C. En este rango de tiempo y temperatura la sepiolita y la paligorskita desaparecen. La bertierina sedimentaria se transforma en chamosita, una 14Å clorita, normalmente rica en hierro y aluminio. La glauconita parece estar poco afectada por la diagénesis de enterramiento. La asociación mineralógica más estable en rocas sedimentarias profundas es de illita y clorita.

8.1.3 MODELOS DE FORMACIÓN DE PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS

Durante las últimas décadas se han propuesto principalmente dos modelos genéticos para el origen de los solutos que forman los minerales de las rocas ferruginosas: A) Origen ligado a la alteración superficial (de suelos o de fondos marinos) y B) Origen exhalativo (ver figura 8.2). Los modelos que defienden la alteración superficial proponen que el aporte de solutos provendría de la alteración química de suelos en ambiente subaéreo y/o del sedimento marino superficial. Los modelos exhalativos proponen o bien una fuente de solutos profunda, por pérdida de componentes volátiles magmáticos, o bien una fuente más superficial de fluidos, que incluyen agua marina infiltrada en la corteza y que vuelve a la superficie mediante una combinación de convección, bombeo tectónico, y/o flujos gravitacionales.

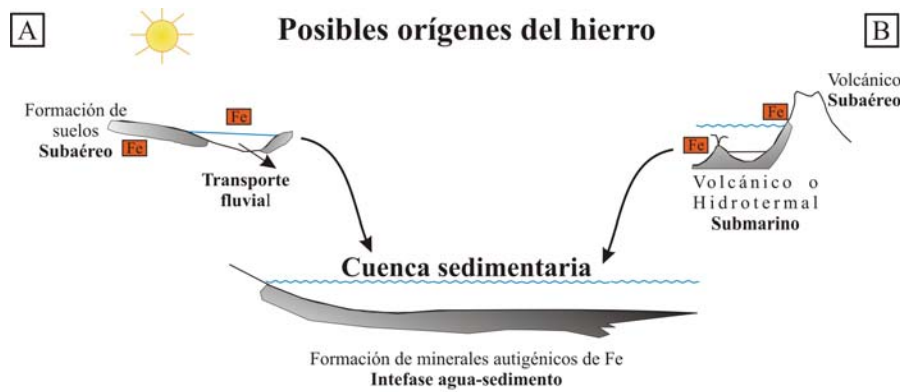


Figura 8.2. Hipótesis sobre el origen del hierro. A) Origen a partir de alteración superficial; B) Origen exhalativo.

Una gran parte de los autores se ha decantado por seguir los modelos que proponen la alteración terrestre o marina como fuente de los elementos necesarios para la génesis de las mineralogías formadas en las rocas ferruginosas. Para muchos autores, la chamosita, y su probable precursor, la bertierina (e.g. Young (1989b)), se forman en la zona diagenética ligeramente reductora (post-óxica (Berner, 1981)). Spears (1968) y Maynard (1986) afirman que estos minerales no son estables en medios oxidantes. La zona post-óxica se caracteriza por la reducción bacteriana de Fe^{3+} (así como del NO_3^- y Mn^{4+}), que tiene lugar si la actividad de los SO_4^{2-} es muy baja cuando el oxígeno disuelto en el agua intersticial es eliminado por oxidación bacteriana aeróbica o por materia orgánica reactiva. Si hay suficiente cantidad de materia orgánica que pase la zona óxica, se forma una zona de reducción de sulfatos en la cuales la bertierina y la chamosita son inestables (Spears, 1989). Por tanto, como indica Burkharter (1995), las evidencias de ooides chamosíticos que han permanecido como tal, bajo condiciones indudablemente oxidantes, son de especial importancia, ya que implicaría que la bertierina estuvo protegida en un medio oxigenado.

Los estudios sobre las partículas ferruginizadas han tratado de explicar: a) las hipótesis sobre la génesis de la mineralogía silicatada rica en hierro y b) la formación de las texturas ferruginosas oolíticas.

8.1.3.1. (a) MODELOS DE GÉNESIS DE LA MINERALOGÍA DE HIERRO

Las principales teorías para explicar la **génesis de bertierina** en las rocas ferruginosas fueron propuestas principalmente desde la década de los sesenta hasta finales de los ochenta del pasado siglo. Posteriormente han surgido nuevas teorías. La tabla 8.1 sintetiza las diferentes hipótesis que han adquirido mayor relevancia. Básicamente, se proponen tres posibles hipótesis de formación de la bertierina: I.- Precipitación directa desde fluidos (origen exhalativo o no exhalativo), II.- precipitación desde un gel y III.- transformación de una mezcla de caolinita/goetita.

La precipitación directa desde fluidos es una hipótesis que podría estar ligada tanto a un origen del hierro exhalativo, como no exhalativo. En cada uno de estos casos se han elaborado una serie de hipótesis, que se reflejan en la tabla 8.1. La precipitación desde geles no está vinculada a ningún origen, simplemente se propone que el medio que aporta el hierro aparece en este estado. Por último, la transformación mineralógica tampoco predice la procedencia del hierro, únicamente trata del proceso de reemplazamiento en sí.

Tabla 8.1. Relación de las diferentes hipótesis del origen del hierro en la génesis de la bertierina

Hipótesis de formación Bertierina		Características	Referencia	Comentarios
I Precipitación directa desde fluidos				
Origen no exhalativo				
Periodos de salinidad reducida		Reducción de sulfatos en agua marina forma monosulfuros de Fe y pirritai; en agua dulce siderita.	Curtis y Spears (1968)	Muchos ejemplos podrían no haber tenido una actividad de sulfatos lo suficientemente baja en una extensión dada como para inhibir la reducción estos (Young, 1989a)
Fase cementante autigénica		El retrabajamiento prolongado, tan evidente en los estudios sedimentológicos de muchas rocas ferruginosas en discontinuidades transgresivas o en secuencias condensadas ha dado una mayor relevancia a reacciones prolongadas óxicas y post-óxicas (Berner, 1981; Maynard, 1982). La bertierina es la mineralogía autigénica de los ooides por precipitación desde una solución	Young (1989b)	Berner (1981) y Spears (1989) piensan que en estos medios la reducción de hierro pre-sulfhídrica permite la autigénesis de silicatos de hierro. La materia orgánica es tan dispersa que inhibe cualquier posterior reducción de sulfatos durante la diagénesis de enterramiento.
Origen exhalativo				
Régimen tectono-magmático		Simultaneidad de fenómenos de extensión cortical y vulcanismo en depósitos del Devónico Superior en Bélgica	Dreesen (1982, 1989)	
Volcanismo		Ceniza volcánica como fuente de iones para la formación de ooides ferruginosos ordovícicos de varios depósitos de Europa Septentrional	Sturesson (1992a, 1992b, 2003); Sturesson <i>et al.</i> (1999, 2000)	
Fuentes profundas		Rupturas de rocas sello de reservorios de fluidos salinos metalíferos con sobrepresión durante algunos momentos de mayor sismicidad	Kimberley (1989b, 1994, 2005)	
II Precipitación desde un gel				
Génesis en medios marinos a partir de un precursor de tipo gel		El gel formado por (Fe,Al)-hidroxi-silicatos permitiría una concentración previa de hierro, alúmina y sílice	Harder (1978, 1989)	
III Transformación de una mezcla de caolinita/goetita				
Formación de bertierina a partir de mezclas de oxo-hidróxidos de caolinita/goetita		Reemplazamiento mineral	Bhattacharyya (1983)	Estructuralmente ambos minerales son muy diferentes (Young (1989a) y la reacción de reemplazamiento debería suceder tras una disolución y una posterior reprecipitación. Este proceso podría darse en algunos medios pedogénicos (Jurásico de Reino Unido; Sielh y Thein (1989)), pero parece poco probable para el resto de rocas ferruginosas marinas, donde la cantidad de caolinita requerida debería ser muy grande.
Adición de sílice y alúmina a ooides oxidados de hierro		Resultarían de la disolución de la caolinita en otras partes del sedimento	Adeleye (1980); Velde (1989)	

8.1.3.2. (b) HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE OOLITOS FERRUGINOSOS

Hasta hace poco tiempo no se disponía de bases de datos adecuadas con ejemplos de mineralogías y texturas de ooides bien descritas, sobre las cuales se pudieran basar los distintos modelos. La contribución de Kearsley (1989) representa uno de los primeros intentos de examinar el amplio espectro de tipos de ooides y de discusión de sus interrelaciones y génesis. La aparición y documentación de estructuras de ooides ferruginosos no marinos, (Kearsley, 1989; Sielh y Thein, 1989) ha proporcionado nuevas evidencias para evaluar posibles procesos de génesis de ooides.

Young (1989a) destaca que muchas de las argumentaciones iniciales para explicar la génesis de ooides estaban basadas en imágenes de SEM, concretamente en la orientación de las partículas en el córtex del ooide. Bhattacharyya y Kakimoto (1982) interpretaron las estructuras radiales como precipitación primaria y las tangenciales como acreción. Young (1989b) resalta que las laminitas descritas por estos y otros autores en imágenes de SEM, ya habían sido descritas previamente por Rorhlich (1974) como agregados policristalinos. La orientación de las laminitas no está relacionada con la orientación de los componentes minerales (Hughes, 1989). Incluso en situaciones en las que las estructuras pertenecen a minerales individuales, hay grandes problemas de interpretación (Young, 1989a). En primer lugar, los ooides estudiados por medio de esta técnica son goetíticos; muchas veces no está claro si la goetita es primaria o un reemplazamiento de bertierina. En segundo lugar la generalización de las observaciones de Bhattacharyya y Kakimoto (1982) han sido cuestionadas; Sielh y Thein (1989) han descrito fábricas tangenciales producidas por interferencias mecánicas de los ooides con otras partículas del sedimento durante su crecimiento, y Kearsley (1989) sugiere la rodadura como un factor capaz de modificar las texturas radiales a tangenciales. Davies *et al.* (1978) han interpretado de forma bastante similar que las estructuras tangenciales de los ooides carbonáticos tipo Bahamas, son debidas a los efectos modificadores de la turbulencia, donde todos los cristales de la superficie del ooide, excepto los orientados tangencialmente, son removilizados por fricción en condiciones de turbulencia.

El momento de generación de la textura sub-ooidal sigue siendo una incógnita importante. Kearsley (1989) piensa que gran parte de la estructura concéntrica podría ser posterior a la formación del ooide. La textura sub-ooidal ha sido a menudo interpretada como la representación de distintos tipos de crecimiento, pero la posibilidad de existencia de texturas post-formacionales, quizás generadas durante las diferentes transformaciones minerales propuestas, debe ser examinada detenidamente. Con este enfoque los estudios de la ultraestructura de los ooides de chamosita o de goetita -que fueron de bertierina originalmente- o de los ooides de bertierina que se formaron a partir de goetita durante la diagénesis, únicamente darían evidencias de texturas de recristalización.

Se han propuesto muchos modelos de génesis de ooides. Las síntesis de Odin *et al.* (1988) y Young (1989a) de los modelos propuestos desde principios del siglo XX hasta la década de los ochenta, se sintetizan en la tabla 8.2. Los modelos propuestos con posterioridad, desde la década de los noventa hasta la actualidad, parecen decantarse por los modelos exhalativos. Las diversas hipótesis de formación se muestran en la tabla 8.3.

Tabla 8.2. Relación de las diferentes hipótesis de formación de ooides ferruginosos (I).

Hipótesis de formación de ooides ferruginosos	Características	Referencias	Comentarios
Principios de Siglo XX hasta los 80's			
1.- Reemplazamiento			
Reemplazamiento de ooides calcáreos	Reemplazamientos de ooides primarios de una mineralogía diferente. El reemplazamiento podría tener lugar dentro del sedimento o sobre la superficie sedimentaria.	Sorby (1856); Claveux (1909); Kimberley (1979, 1980)	Este modelo tuvo poca aceptación general, con mucha discusión crítica (Adeleye, 1980; Binda y Molzer, 1979); Bradshaw <i>et al.</i> , 1980), pero ha sido demostrado por Kearsley (1989) que pueden existir reemplazamientos locales por berterina, aunque es poco probable que este sea un proceso capaz de generar depósitos significativos de rocas ferruginosas.
2.- Crecimiento <i>in situ</i> como micro-concreciones	La estructura interna concéntrica de los ooides es debida a un proceso de concreción intra-sedimentario en vez de una acreción verdadera	Guerak (1989); Chauvel y Guerak (1989)	
Micro-concreciones retrabajadas (Hipótesis mixta de acreción-reemplazamiento)	Para explicar una estructura oolítica con alternancia de laminas de óxido férrico y silicatos ferruginos se propone que la concreción (futura estructura tipo ooides) se formase en un fango rico en hierro y sílice cerca de la superficie del sedimento. La removilización episódica del sedimento que rodease la concreción expondría la superficie de esta a la oxidación, formándose una capa externa de óxido-hidróxido de hierro. Episodios sucesivos de enterramiento y removilización permitirían el desarrollo de capas alemanas de óxidos de hierro y cloritas en la concreción.	Gygi (1981)	Cada lámina de minerales de la arcilla, como las definidas por Knox (1970), es el resultado de dos procesos: la acción de corrientes que provoca la rotación del núcleo y la envuelta ferrífera sobre sedimentos fangosos que son cubiertos por hidróxidos de hierro y sílice. Esto tendría lugar en un medio con Eh positivo, probablemente a partir de un gel. Durante una etapa posterior, el ooides es enterrado en fango con arcilla y materia orgánica en descomposición, lo cual genera un microambiente reductor favorable para la cristalización de arcillas ferruginas en el gel que recubre el ooides. Este mecanismo explicaría la alternancia de envueltas goetíticas y silicatadas en algunos ooides, aunque por lo general con el enterramiento las capas de óxidos suelen reducirse ya que la permeabilidad de las capas ferruginas de arcillas es menor que la de las goetíticas. Así, en ciclos repetidos de este proceso mixto, las capas goetíticas serían más susceptibles de ser reducidas que las de arcillas ferruginas de ser oxidadas.
Formación <i>in situ</i> bajo condiciones químicas fluctuantes	La variación potencial del medio químico es amplia: una variación en los efectos de la bioturbación y/o en la adición/remoción de la sobrecarga sedimentaria o el retrabajamiento físico entre un depósito y otro, o entre enterramiento y exposición permite fluctuaciones de las condiciones oxidantes-reductoras.	Young (1989b)	Los cambios en el medio permiten la precipitación de una variedad de fases. El retrabajamiento entre medios óxicos y post-óxicos podría generar una oxidación parcial o total de la berterina neoformada a goetita. Chauvel y Guerak (1989) indican que la variación composicional concéntrica que se ve en los ooides ferruginosos refleja, al menos en parte, variaciones en el medio químico de formación del ooides. Kearsley (1989) sugiere que gran parte de la variación concéntrica de la mineralogía puede ser debida a acciones diferenciales de los procesos diagénéticos en capas de los ooides con diferente porosidad.
3.- Cristalización a partir de gels precusores ferruginosos	La cristalización a partir de un gel podría ser un mecanismo posible de generación de minerales silicatados ricos en hierro en medios de diagénesis temprana	Harder (1978)	Harder (1989) describe un modelo en el que los ooides son anteriores a la generación de los minerales silicatados, siendo por lo tanto el proceso de generación de ooides independiente del papel de los gels en la génesis mineral.
4.- Acreción mecánica	Acreción extra-sedimentaria		
Acreción mecánica de arcillas	La aparición conjunta de ooides berterínicos y goetíticos o la alternancia de estas mineralogías en las capas de un mismo ooides sugiere un mecanismo de acreción influenciado periódicamente por condiciones más oxidantes en la superficie del sedimento	Gehring (1985)	Young (1989a) resalta que los antiguos modelos que envisions en alza con la teoría de acreción no han podido ser explicados mediante los estudios detallados de la textura de Kearsley (1989) o Hughes (1989). Los ooides de berterina que examinó Hughes (1989) muestran una orientación aleatoria de la berterina en sus capas; esto podría estar en contra de una acreción pesicínica, pero no permite distinguir entre precipitación directa o desde un gel. Kearsley (1989) sugiere, sin embargo, que el retrabajamiento físico podría estar implicado en la consolidación de los ooides produciendo una reorientación tangencial de los cristales de la capa más externa del córtex.
Acreción mecánica de arcillas	Acreción mecánica de caolinita con posterior transformación a fases ricas en hierro	Blattmacharya y Kalamito (1982), Blattmacharya (1983), Van Houten y Prusker (1984)	La génesis de ooides de berterina a partir de caolinita es problemática. No se han encontrado ooides primarios de caolinita. La mayor parte de los registros de ooides de caolinita en la escala ferruginosa probablemente son ooides ferruginosos lavados (subclase B4 de Kearsley (1989)), donde la caolinita pudo formarse en distintos momentos, desde una diagénesis temprana hasta durante una posterior alteración meteorítica subterránea (Karsley, 1989). Young (1989a) señala que de forma contraria a la que Blattmacharya (1983) y Van Houten y Blattmacharya (1982) sugieren, la reorganización textural necesaria para transformar la caolinita en berterina no es simple, y sería probable que la reacción tuviera que involucrar procesos de disolución y reprecipitación. Si el modelo de acreción y transformación fuera el correcto, esto implicaría que las fabricas de acreción primaria se perderían.
5.- Origen bioturbado			
Mineralización de microfósiles calcáreos	Ciertos tipos de estructuras elipsoidales que aparecen en las rocas ferruginosas no son resultado de adición físico-química de materiales alrededor de un núcleo. Se enfatiza el hecho de que no hay que confundir ciertos tipos de bioclastos con ooides. Se identifican tres tipos de sustratos: 1.- Partículas tipo ocoide, correspondientes a masas de algas formadas por capas concéntricas de acreción de algas o cimo bacterianas; 2.- Pellets fecales, de crustáceos decapódos (Favosia sp.), u otro tipo de pellets, con secciones características; 3.- Nubeculardos, foraminíferos milolitos incrustantes, cuya pared es inicialmente de calcita criptocristalina asociada con hierro y materia orgánica.	Champetier <i>et al.</i> (1987)	La propuesta de Champetier <i>et al.</i> (1987) suguyendo que los ooides ferruginosos son reemplazamientos de esqueletos de foraminíferos tipo <i>Nubecularidae</i> , no ha sido aceptada por otros autores. Kearsley (1989) y Chauvel y Guerak (1989) opinan que el material ilustrado parece corresponder con ooides ferruginosos normales.
Medios controlados biológicamente (biogel mats)	Los ooides ferruginosos no son abióquímicos, sino que son "granos biogénicos transformados autigénicamente", un tipo de laminación estromatolítica.	Dahanayake y Krumbein 1986	Young (1989a) indica que es poco probable que este proceso en sí produzca ooides, aunque es evidente que la influencia biológica en las reacciones diagénéticas puede ser importante en el resto de modelos de génesis de ooides.
Reemplazamientos de filossilicatos en bioclastos, sin presentar estructuras concéntricas	Existen evidencias de conchas de braquiópodos, artrós de erinoides, pelteciopods, foraminíferos y gasterópodos reemplazados por berterina total o parcialmente. Los fósiles con composición argonítica o de calcita con bajo contenido en magnesio suelen aparecer totalmente reemplazados, mientras que los que presentan composición calcítica con microestructura prismática o lamelar cruzada, presentan reemplazamientos parciales.	Delaloye y Odin (1988); Kearsley (1989)	
6.- Derivados de suelos terrestres	Los ooides ferruginosos y los pisólitos pueden generarse en suelos hidromórficos por procesos sucesivos de lavado de silicatos y precipitación de hidróxidos de hierro y aluminio. Este proceso permite una removilización de hierro y aluminio a gran escala. En la zona de aguas subterráneas permanentes (zona freatica) los ooides y pisólitos podrían ser transformados a salerita y berterina.	Siehl y Thein (1989)	No existen indicios de que los depósitos más importantes de rocas ferruginosas se formaron a partir de aloquímicos pedogénicos retrabajados.

Tabla 8.3. Relación de las diferentes hipótesis de formación de ooides ferruginosos (II).

Hipótesis de formación de ooides ferruginosos		Características	Referencias
90 s - actualidad		Origen exhalativo, anóxico y diagénico	
1.- Exhalación desde fuentes hidrotermales profundas	Kimberley propone este modelo realizando una comparación con los sedimentos ferríferos modernos de la costa de Venezuela (Cabo de Mala Pascua). Sugiere que el hierro en disolución proviene de fuentes profundas, estando asociado a rupturas de rocas sello de reservorios de fluidos salinos metalíferos con sobrepresión durante algunos momentos de mayor sismicidad. Los ooides ferruginosos de Mala Pascua parecen haberse formado por precipitación directa en el agua marina. Heikoop <i>et al.</i> (1996) describen un depósito submarino de ooides y pisoides ferruginosos, al sur de la isla volcánica de Mahengetang, Indonesia. Este depósito se localiza en un contexto marino de <i>offshore</i> , en un área caracterizada por la presencia de chimeneas con fluidos hidrotermales y gases a lo largo de la interfase agua-sedimento. La formación de los ooides parece haber estado originada por los fluidos exhalativos que ascienden a través del sustrato. La laminación concéntrica parece ser resultado de la agitación constante de los ooides asociada a las corrientes y a la expulsión de gas del sedimento.	Kimberley (1989b, 1994), Heikoop <i>et al.</i> (1996)	
	Dressen cita la presencia de vidrio volcánico y cristales idiomórfos de zircon en la matriz que contiene los ooides ferruginosos devónicos en Bélgica sugiriendo un origen a partir de cenizas volcánicas. Sturesson (1992 a,b) propone un modelo en el cual la ceniza volcánica es la fuente de iones necesaria para la formación de ooides ferruginosos ordovícicos en Baltoscandia. Sturesson <i>et al.</i> (1999) apuntan que la similitud de los patrones de distribución de los elementos de tierras raras (REE) y otros elementos inmóviles entre los ooides y las arcillas oolíticas sugiere que estos también estarían formados a partir de cenizas volcánicas. Descartan la existencia de altas tasas de alteración meteorítica ya que la plataforma Oriental Europea estaría situada durante el Ordovícico Inferior-Medio en altas latitudes meridionales. Sturesson <i>et al.</i> (2000) hacen referencia a otras rocas ferruginosas oolíticas asociadas con evidencias de vulcanismo (Facies Ejpovice del Ordovícico en la Cuenca de Praga, asociadas a episodios de vulcanismo básico y el depósito ferruginoso oolítico en el Norte de Gales, asociado a un arco volcánico en el cierre del Océano Iapetus). La presencia de materiales volcánicos en una roca ferruginosa oolítica es una evidencia de la proveniencia de los constituyentes de los ooides, pero la existencia de ooides sin materia volcánica observable no excluye automáticamente un origen volcánico de estos. Sturesson (2003) muestra como los ooides ferruginosos y las capas de bentonita aparecen en el Ordovícico de Baltoscandia durante una excursión negativa en la curva de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr. La variación de este ratio en el agua marina refleja el balance entre las dos fuentes principales de estroncio, el vulcanismo de dorsal meso-oceánica y la alteración continental, indicando que el vulcanismo podría ser la causa generalizada de la mayoría de los ooides ferruginosos paleozoicos. Sturesson (2003) indica que el modelo volcánico se aplicaría para ooides autóctonos, que durante cambios en el nivel del mar son a menudo retrabajados y mezclados con otros materiales clásticos. En tales casos el origen volcánico puede ser difícil de identificar. También destaca que los elementos provenientes de otras formas de emanaciones volcánicas, como fluidos hidrotermales ricos en metales, son constituyentes potenciales de ooides ferruginosos y evoca una estrecha relación genética entre la exhalación de gases y las explosiones volcánicas. Los gases son ricos en hierro, cobre, cinc, plomo, etc., en forma de cloruros y fluoruros, y cuando son expelidos desde el fondo marino al agua marina, son disueltos fácilmente en forma de fluidos ricos en metales formadores de menas (James y Elderfield, 1996).	Dressen (1982, 1989); Sturesson; 1992a,1992b, 2003); Sturesson <i>et al.</i> (1999, 2000)	
2.- Influencia volcánica			
3.- Deposición relacionada con agua marina anóxica		Se ha identificado dos episodios mayores de producción de rocas ferruginosas en el Jurásico y en el Ordovícico, que estos autores asocian con un nivel global del mar alto y grandes momentos de dispersión continental, con extensas áreas de terrenos peniplanizados. Entre estos episodios mayores de deposición de rocas ferruginosas se reconocen otros de menor rango (de pocos millones de años a decenas de millones de años). Esta escala intermedia de distribución temporal ha sido atribuida a posibles ciclos poliaxícos-oligotáxicos de 32 m.a., pero la gran variación en la duración de estos eventos probablemente indica que los cambios de las condiciones tectónicas locales, el nivel del mar y el aporte de sedimento también deben ser factores importantes.	Van Houten y Purucker (1984); Van Houten (1985); Van Houten y Arthur (1989)
4.- Modelo de alteración diagénica temprana		La asociación mineral autógena resultante es producto del régimen post-óxico (Bernier, 1981). En los contextos post-óxicos pueden estar implicadas fluctuaciones en las condiciones químicas, en particular las relacionadas con el retrabajamiento biológico y físico que se evidencia en muchas rocas ferruginosas oolíticas. Estas fluctuaciones podrían generar microambientes diagénéticos. Termodinámicamente la berterina y la siderita podrían ser estables en condiciones anóxicas con actividades de sulfuros muy bajas, formándose durante el enterramiento de los sedimentos en ausencia de una reducción de sulfatos significativa.	Young (1989a, 1989b); Taylor y Curtis (1995)

8.1.4 NOMENCLATURA DE ROCAS Y PARTÍCULAS FERRUGINOSAS

Kimberley (1978) definió el término *Ironstone* (roca ferruginosa) como “el sedimento de origen químico que ha sido acumulado en un cuerpo acuoso con una proporción en Fe mayor al 15%”. Kimberley (1978) también definió *Iron formation* (formación ferruginosa) como una unidad de roca cartografiable compuesta principalmente de roca sedimentaria química rica en hierro (roca ferruginosa), siendo las capas infrayacente y suprayacente de la formación rocas ferruginosas. Algunos autores, como Burkhalter (1995), usan el término roca ferruginosa oolítica en un sentido más amplio, refiriéndose a litologías con una proporción de ooides ferruginosos > 5% del volumen total de roca.

Como observa Young (1989a) haciendo referencia al Simposio Internacional de “Rocas Ferruginosas Fanerozoicas”, no parece haberse alcanzado ningún acuerdo en cuanto al uso de una nomenclatura petrográfica común para las rocas ferruginosas. Parece que en cuanto a la nomenclatura de este tipo de rocas, es más útil enfatizar la información textural, permitiendo a los autores añadir la información mineralógica que consideren que requiere el contexto. El estilo de clasificación de “Dunham”, originalmente creado para carbonatos y basándose en la textura de estos (Dunham, 1962) ha sido usado a menudo como la base de la nomenclatura de las rocas ferruginosas. Se recomienda que la clasificación de los aloquímicos se haga siguiendo un esquema textural descriptivo evitando las inferencias genéticas. La tabla 8.4 muestra la terminología recomendada para los aloquímicos referida en Young (1989b). Esta clasificación diferencia los aloquímicos en función de su diámetro, contemplando los granos mayores o menores de 2 mm. Los granos con múltiples cubiertas son *ooides* (<2 mm) y *pisoides* (>2 mm). Los que no tienen capas concéntricas y tienen un origen inorgánico, o este no ha sido establecido son *peloides* (siempre < 2mm), y *pellets* (tanto < 2mm, como >2 mm) si proceden de un origen fecal (Bathurst, 1975). Los que presentan deformación plástica son *espastolitos* y si las cianobacterias están ligadas al origen del grano, se denomina *micro-oncoide* (< 2mm) y *oncoide* (> 2mm).

La textura y mineralogía complejas de las rocas ferruginosas, requiere una descripción detallada de los ooides. Este problema ha sido reflejado por Kearsley (1989), que ha identificado quince clases de texturas y mineralogías de los ooides. La descripción cuidadosa de los ooides es esencial para la evaluación de evidencias sobre la génesis y para la determinación de la historia diagenética de los ooides. La descripción petrográfica de las rocas ferruginosas debe incluir descripciones de la morfología de los ooides y de su microestructura.

Tabla 8.4. Nomenclatura propuesta para partículas aloquímicas en Young (1989a).

Aloquímico	< 2 mm	> 2mm
Granos con estructura concéntrica	Ooide	Pisoide
Granos sin estructura concéntrica	Peloide	
Granos de origen fecal	Pellet	Pellet
Granos con origen ligado probablemente a cianobacterias	Micro-oncoide	Oncoide
Granos con estructura concéntrica, plásticamente deformados	Espastolito	

8.1.5 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN

8.1.5.1 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN ACTUALES

Muchos autores señalan las denominadas facies *Verdine* como el ambiente actual más parecido a los medios de sedimentación de los ooides bertierínicos. Varios autores se han dedicado a analizar la mineralogía actual de estas facies, para poder delimitar los campos de estabilidad de los minerales que las componen, así como para ver al grupo o grupos de facies a las que aparecen relacionados. Odin (1988) apunta que las facies *Verdine* habían sido reconocidas en el fondo marino actual desde la década de los sesenta, pero la primera caracterización detallada fue realizada por Odin (1985). Este término se refiere a una facies marina-costera con tonos verdosos, presente en los sedimentos cuaternarios más recientes, la cuál es denominada “*Verdine*” en referencia al color que presentan. Se caracteriza por contener minerales de la arcilla con bajo grado de cristalinidad, que tienen un contenido alto en hierro, especialmente en estado férrico. Su composición es marcadamente homogénea y distinguible de los minerales glauconíticos. Dentro del grupo de minerales, destacan dos que han sido reconocidos en estado puro y con una abundancia relativamente alta: un mineral con un espaciado basal de 7Å y un híbrido de esmectita-vermiculita-clorita.

Porrenga (1967) indica que en medios marinos de áreas tropicales la chamosita (actualmente considerada bertierina) se desarrolla en los restos de organismos y en pellets fecales a profundidades menores de 60 m, aunque ocasionalmente podrían alcanzar hasta 150 m. La glauconita no aparece restringida a áreas tropicales, y se desarrolla a profundidades mayores (en cifras generales entre 30 y 2000 m). En la actualidad las localizaciones de bertierina se restringen a medios marinos someros en los trópicos, lo cual indica que para su formación es necesaria la existencia de agua templada en el fondo (> 20° C). Las temperaturas por debajo de 15° C son favorables para la génesis de glauconita.

Los análisis químicos y de difracción de rayos-X de los pellets fecales y de los rellenos de foraminíferos y otros organismos que aparecen en los sedimentos actuales marinos del delta del Níger (África, ver figura 8.3, punto 1), indican que la bertierina es el componente principal hasta una profundidad de 50-60 m, y que la glauconita lo es entre los 125 y 250 m. Cerca de la costa, a profundidades menores de 10 m predominan pellets marrones y rellenos de organismos con composición mayoritariamente goetítica, en ocasiones con pequeñas cantidades de bertierina. Tanto la composición de la bertierina, como la de la glauconita difieren claramente de la matriz arcillosa y de los pellets grisáceos que no muestran mineralizaciones, los cuales pueden aparecer en todos los rangos de profundidades.

El modo de aparición de los granos verdosos no deja ninguna duda del carácter autigénico y primario de la bertierina y la glauconita. Con la excepción de un contenido mucho menor en hierro ferroso y mayor en hierro férrico, la composición química de los granos marrones de goetita, es tan parecida a los de bertierina, que bien pueden representar el producto de la oxidación de granos de bertierina retrabajados.

La bertierina también ha sido encontrada en dos áreas tropicales de América del Sur y en Borneo. En América del Sur aparece en el delta del río Orinoco y en el norte de la región venezolana de Paria (figura 8.3, punto 2), alcanzando profundidades de unos 150 m y apareciendo asociada a esa

profundidad con pequeñas cantidades de glauconita. En Borneo aparece en los sedimentos actuales de la plataforma de Sarawak (figura 8.3, punto 3), alcanzando una profundidad de 60 m, apareciendo la chamosita con alta abundancia en los rellenos de organismos. La diferencia de profundidades para la aparición del mineral en estas áreas podría estar relacionada con la diferencia de temperaturas de las aguas del fondo.

Básicamente todos los granos actuales de bertierina son peloides, y además se sospecha que mayoritariamente debidos a un origen fecal (Van Houten y Purucker, 1984). Aparecen de forma escasa proto-ooides, con pocas capas, como por ejemplo los gránulos formados en el delta de Kalimantan en Indonesia (Allen *et al.*, 1979) y en el lago Etive, en Escocia (Rohrlich *et al.*, 1969). En los deltas de los ríos africanos Níger y Ogooue y del río sudamericano Orinoco, aparecen proto-ooides de goetita cerca de la costa, mientras que los peloides de bertierina se forman más alejados de la costa (Porrenga, 1967; Giresse, 1969). En marcado contraste con el predominio de peloides entre los gránulos bertierínicos actuales, los del pasado son predominantemente ooides, siendo mucho más infrecuentes los peloides no laminares. La mayoría de los autores admiten el origen autigénico de la bertierina y de los peloides glauconíticos que aparecen en los fondos marinos en la actualidad (Odin y Matter, 1981). Actualmente en los océanos la gran mayoría de los peloides bertierínicos y glauconíticos se acumulan en regiones de escasa sedimentación detrítica en plataformas de márgenes cratónicos. Los peloides de bertierina están limitados entre las zonas tropicales y subtropicales, mientras que las de los peloides glauconíticos oscilan entre 50° S y 65° N. Los peloides de bertierina se forman en medios de baja energía en la plataforma interna más protegida. Los proto-ooides chamosíticos (bertierínicos) se forman en estos medios protegidos de forma muy local (Rohrlich *et al.*, 1969; Lemoalle y Dupont, 1973; Allen *et al.*, 1979). Los peloides glauconíticos abundan en la plataforma media y distal.

Las facies *Verdine* se encuentran en medios relativamente someros de aguas marinas y parecen estar restringidas entre latitudes tropicales (Fig. 8.3), en contraste con las facies glauconíticas, que se dan a mayores profundidades marinas y no se restringen a los trópicos.

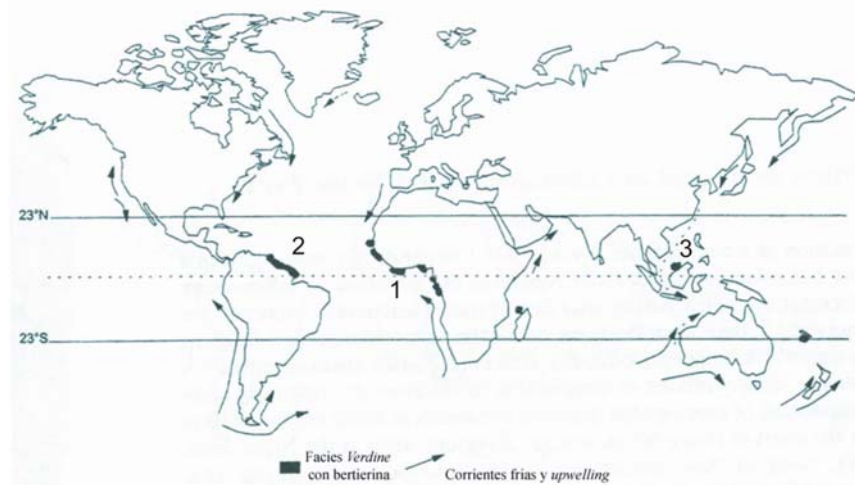


Figura 8.3. Distribución de la bertierina en las facies *Verdine* en plataformas actuales. 1= Delta del Níger; 2= Región Orinoco-Paria; 3= Plataforma de Sarawak. Modificada de Hillier (1995), que se basó en Odin y Matter (1981) y Odin (1988). La facies *Verdine* parece estar confinada entre áreas tropicales en gran medida relacionadas con zonas de descargas fluviales, y parece estar ausente de las áreas de plataforma afectadas por corrientes frías asociadas con *upwelling*, lo que sugiere un control ligado a la temperatura.

Sin embargo, al igual que sucede con la glauconita, los minerales de las facies *Verdine* se forman en microambientes semiconfinados, a favor de pellets fecales, conchas de foraminíferos y granos minerales porosos.

La restricción latitudinal de las facies *Verdine* es interesante. En la parte distal del delta del Níger, Porrenga, (1967) destaca que la frontera de las facies *Verdine* (con bertierina) coincide con la termoclina. Así, infiere que es necesaria una temperatura del agua $> 20^{\circ}\text{C}$ para que se formen. Odin y Matter (1981) basándose en sus propias observaciones, también sugieren un efecto en función de la temperatura que hace que la bertierina esté ausente en las plataformas continentales que están afectadas por corrientes oceánicas frías, las cuales están frecuentemente asociadas a áreas de upwelling. Otro factor importante es el aporte de hierro. Los ríos en regiones tropicales suelen transportar importantes cargas de formas disueltas y coloidales de hierro, que podría estar disponible para la formación de arcillas en los sedimentos cercanos a la costa.

Los ooides ferruginosos actuales muestreados por Kimberley (1994) en la costa de Venezuela, son otro ejemplo actual de formación de bertierina autigénica que se sitúa en un área intertropical.

8.1.5.2 AMBIENTES DE DEPOSICIÓN ANTIGUOS

Kimberley (1978, 1989a) ha propuesto una clasificación basada en ambientes sedimentarios. Incluye los siguientes tipos:

- SVOP (Shallow VOLcanic Platform)
- MECS (Metazoan-poor, Extensive, Chemical-sediment-rich Shelf sea)
- DWAT (Deep WATer)
- SCOS (Sandy, Clayey, and Oolitic, Shallow island-dotted sea)
- SOPS (Sandy Oolite-Poor Shallow sea)
- COSP (Coal Swamp).

Cuatro de estos ambientes se relacionan con medios marinos someros, y los otros dos restantes se corresponden con medios marinos profundos (DWAT) y pantanos costeros (COST).

El tipo de medio que representaría el Jurásico europeo y el Silúrico de los Apalaches, es el SCOS, donde los ooides que aparecen no están formados por chert. El medio corresponde a mares someros, siendo poco frecuentes los cuerpos de agua no marinos, en los cuales la existencia de inestabilidad tectónica de corto rango se manifiesta por la presencia de islas. Aparecen arenas, arcillas y sedimentos calcáreos.

Van Houten y Purucker (1984) refieren que la interpretación de los medios sedimentarios antiguos varía desde plataformas internas inter- y submareales hasta zonas marinas profundas e incluye secuencias en plataformas carbonatadas. La mayoría de los depósitos chamosíticos (bertierínicos), se desarrollaron en facies cercanas a la línea de costa, ya fuera en las partes más distales de deltas de baja energía, a lo largo de costas interdeltaicas en amplias zonas confinadas de los márgenes cratónicos, o en mares interiores rodeados de amplias masas continentales (Wopfner y Schwarzbach, 1976; Kimberley, 1978), así como en *foredeeps* y cuencas intracratónicas (epicratónicas). La bertierina suele estar relacionada con aguas someras de mares templados. Un

modo subordinado de transporte local (parautóctono) de granos de bertierina en depósitos marinos más distales, estaría regido por la acción de las tormentas. En este contexto los gránulos serían llevados desde áreas intermareales y submareales cercanos a la costa en la acción de las tormentas y se concentrarían en sedimentos distales en finas capas (Dreesen, 1982; Gygi, 1981).

Van Houten (2000) refiere que los ooides ferruginosos antiguos se generarían en medios marinos bastante someros, en la interfase agua-sedimento, en áreas con muy baja sedimentación detrítica. Algunos autores piensan que el proceso completo de formación de rocas ferruginosas tendría lugar en aguas someras, como se puede ver el trabajo de Petráněk y Van Houten (1997), pero la instauración de condiciones anóxicas en regiones de aguas someras es necesaria para la formación y transformación diagenética de las rocas ferruginosas oolíticas (Van Houten y Arthur, 1989). Se han identificado medios deltaicos marinos, medios cercanos a la costa y medios de plataforma externa para un total de 217 depósitos estudiados de rocas ferruginosas oolíticas (Tabla 8.5).

Tabla 8.5. Relación del número de yacimientos de rocas ferruginosas oolíticas en el Fanerozoico en función de la edad y el medio de deposición. Modificada de Van Houten (2000), con fuente original de Petráněk y Van Houten (1997). Nótese que del número total de muestras para cada uno de los tres ambientes tanto en el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, sólo en algunos casos se ha podido hacer una inferencia clara respecto a un contexto transgresivo o regresivo.

Medio deposicional		Paleozoico		Mesozoico		Cenozoico		Total
Aluvial		0		6		7		13
Lacustre		0		3		3		6
Total No Marinos		0		9		10		19
Deltaico	Transgresivo	12	4	12	5	7	2	31
	Regresivo		3		2		1	
Costero	Transgresivo	86	4	39	9	16	2	141
	Regresivo		1		0		3	
Plataforma externa	Transgresivo	24	11	21	4	0	0	45
	Regresivo		2		1		0	

En la última década, se han incluido los modelos volcano-sedimentarios. Las hipótesis de formación de ooides ferruginosos más frecuentes en la década de los ochenta del pasado siglo implicaban el transporte fluvial de productos de alteración laterítica hacia el mar, estando relacionado con cambios en el nivel del mar (Young 1989a, 1992) en medios sedimentarios con una tasa de sedimentación muy baja. Sin embargo para Sturesson *et al.* (1999) este modelo genera más problemas que los que pretende resolver, particularmente cuando se aplica a contextos con pocas evidencias de sedimentos transportados fluvialmente. Para estos autores la aparición simultánea de ooides ferruginosos a una escala global requiere un modelo capaz de explicar como grandes cantidades de hierro, sílice y aluminio pueden llegar hasta cuencas marinas someras y ser acumuladas allí. Sturesson *et al.* (1999, 2000) haciendo referencia al modelo actual de Heikoop *et al.* (1996) en Indonesia, proponen un modelo volcanogénico para los ooides ferruginosos ordovícicos de Europa Septentrional. Estos se generarían instantáneamente a nivel geológico, tras la caída de ceniza volcánica, por emanaciones de fluidos ricos en Fe, Al y Si, o por alteración rápida de rocas volcánicas en un contexto volcánico marino somero.

El volcanismo de arco-isla es el más efectivo produciendo grandes volúmenes de material volcanoclástico (Einsele, 1992), por lo que Sturesson (2003) considera que el cinturón de arcos-islas relacionados con la subducción en la zona oeste de Baltoscandia podría haber generado suficiente hierro como para explicar la presencia de los depósitos poco potentes y poco concentrados en ese área, incluso si únicamente una fracción del hierro fuese transformada en ooides. Las sucesivas erupciones volcánicas asociadas a zonas de subducción generaron materiales volcanoclásticos fácilmente solubles, que contendrían todos los elementos necesarios para la génesis de ooides ferruginosos. Estos se generarían en medios someros dispuestos a lo largo de los márgenes de placas.

Sturesson (2003) refiere que en el registro geológico se encuentran casos de formaciones de ooides ferruginosos que no muestran evidencias visibles de volcanismo. Esto podría estar relacionado con el contexto volcánico. El autor interpreta que los ooides ferruginosos de Baltoscandia se formaron en márgenes convergentes volcánicos, que producen grandes volúmenes de eyecta piroclástica en erupciones volcánicas de tipo pliniano (explosivo). Esto explicaría la amplia distribución lateral sincrónica de los ooides, así como su composición química. El 80% de los volcanes subaéreos se asocian a márgenes convergentes de placas, los volcanes en los márgenes divergentes constituyen un 15%, y el 5% restante son volcanes intraplaca relacionados con puntos calientes (Fisher y Schmincke, 1984). En el contexto intraplaca se generan normalmente magmas basálticos con erupciones no explosivas. La diagénesis y la alteración hidrotermal de este material puede producir localmente grandes cantidades de hierro y otros elementos necesarios para la génesis de ooides ferruginosos. Necesitaría ser investigada la importancia de estos tipos de volcanismo en un modelo general de formación de ooides ferruginosos.

8.1.6 SECUENCIALIDAD Y DISCONTINUIDADES

Young (1989b) resume que los ooides en las rocas ferruginosas marinas debieron de generarse en condiciones de baja tasa sedimentaria, con un aporte de hierro adecuado y un retrabajamiento intenso. La baja tasa sedimentaria necesaria puede darse en medios restringidos protegidos de lagoon, pero también en plataformas abiertas, pudiendo estar relacionada con mecanismos autogenéticos (abandono de canales y deltas) o quizás, de forma más generalizada, con mecanismos alogenéticos (control tectónico de altos submarinos, cambios eustáticos).

El retrabajamiento de suelos lateríticos e hidromórficos también podría estar relacionado con la génesis de rocas ferruginosas, como describen Sielh y Thein (1989). Los aloquímicos ferruginosos podrían ser retrabajados hacia medios terrestres (fluviales o lacustres) o marinos.

Las rocas ferruginosas oolíticas aparecen frecuentemente asociadas en las discontinuidades entre límites de parasecuencias de sucesiones marinas someras (Taylor y Curtis, 1995). La génesis de las rocas ferruginosas en este contexto ha sido interpretada de varias maneras: **1)** Durante bajo nivel del mar (Dreesen, 1989; Madon, 1992); **2)** Durante fase transgresiva (Young, 1989a; Chan, 1992); **3)** Como superficies de máxima inundación (Young, 1992). Todas estas rocas ferruginosas se caracterizan por formar depósitos condensados generados durante periodos con tasas netas de acumulación bajas. Van Houten (2000) también señala que las rocas ferruginosas oolíticas están asociadas con secciones condensadas y discontinuidades.

Hay que resaltar que aunque el modelo propuesto por Taylor y Curtis (1995) puede ser aplicado a un gran número de casos, un único modelo de formación de rocas ferruginosas no es capaz de explicar todos los ejemplos del registro geológico. Por ejemplo, algunos depósitos de rocas ferruginosas oolíticas muestran una relación intrínseca con materiales volcánicos (Dreesen 1989; Sturesson, 1992a), y este contexto podría haber influenciado el estilo de la diagénesis temprana en los sedimentos independientemente de las condiciones físicas de la sedimentación.

Williams (2002) haciendo referencia a cambios laterales de facies con los depósitos de rocas ferruginosas oolíticas, indica una diferenciación de medios locales, relacionados con lugares donde existirían variaciones en la topografía del fondo marino. Se diferenciarían surcos y umbrales de altura restringida (menos de 10 m) en el fondo de la plataforma, que generarían diferencias en espesores de sedimentos acumulados y distintos microambientes. Los umbrales podrían haber sido objeto de una mayor erosión y haber creado represas que generaría trampas clásticas o trampas coloidales en los umbrales adyacentes. Estas trampas serían lugares donde se concentrarían arenas finas, limos y arcillas, junto a las películas de óxidos de hierro e hidróxidos que se formarían sobre las partículas de arcilla (Hallam, 1975; Sellwood y Jenkyns, 1975; Young, *et al.*, 1991; Taylor y Curtis, 1995). Los surcos, donde habría una acumulación lenta de sedimentos de grano fino, serían los lugares donde los sedimentos tendrían menos opciones de ser transportados y donde se podrían depositar mayores espesores relativos de sedimentos. Los sedimentos además podrían haber sido protegidos de la erosión gracias al efecto “armadura” de las conchas de ammonites, ostras y otros grandes pelecípodos que yaciesen en la superficie. Sin embargo, en zonas más someras, las áreas elevadas (umbrales) de la superficie de deposición, habrían sido lugares donde el sedimento podía ser más móvil, habría más posibilidad de que el aporte clástico fuese erosionado y se depositarían menores espesores relativos de sedimentos.

Williams (2002) se decanta por una fuente principal detrítica de hierro en sedimentos someros marinos. Las capas ricas en bertierina de su zona de estudio parecen haberse depositado en periodos de máxima inundación, e interpreta la formación de los ooides de bertierina como génesis intrasedimentaria *in situ* de micro-concreciones en un medio cercano a la superficie como se propuso en el trabajo de Chauvel y Guerrak (1989). El medio químico apropiado para la precipitación de bertierina en la diagénesis temprana, se forma durante el estadio inicial subóxico diagenético, cuando la actividad del bicarbonato es baja en relación con la actividad del hierro y la reducción de sulfatos está inhibida (Taylor y Curtis, 1995; Taylor, 1998). Por esta razón la precipitación de la bertierina habría tenido lugar más probablemente en el sedimento que se acumuló en los surcos, que el que lo hizo en los umbrales. En los primeros el sedimento estaría más protegido y se depositarían mayores espesores, creándose un medio intrasedimentario cerca de la superficie donde se favorecería el desarrollo diagenético temprano de los ooides. Taylor y Curtis (1995) sugirieron un desarrollo diagenético similar en unas rocas ferruginosas del Jurásico Inferior. Esto requeriría un periodo inicial de estabilización y una fase de no deposición de sedimentos, sugiriendo que la sedimentación tendría una acreción lenta y sin turbulencias.

Jenkyns y Jenkyns (1991) observaron cambios abruptos de facies y de espesor en estratos del Jurásico, en especial en las rocas ferruginosas kimmeridgienses, y también han relacionado la formación oolítica con la topografía submarina. Sin embargo, los lugares de génesis y depósito de ooides de bertierina sugeridos en su modelo, estaban relacionados con una topografía temporal submarina inducida por fallas, a diferencia del modelo de Williams, (2002). En el modelo de

Jenkyns y Jenkyns (1991) los ooides de bertierina estarían formados por acreción mecánica en la parte superior de los bloques fallados, y los ooides serían dispersados posteriormente por corrientes para ser acumulados en las cuencas colgadas.

La mayor parte de los ooides ferruginosos ordovícicos de Europa Septentrional aparecen inmediatamente por encima de *hard-grounds* ferruginizados o fosfáticos (Sturesson, 1989; Sturesson *et al.*, 1999). Los ooides ferruginosos se asocian comúnmente a *hard-grounds* que marcarían el nivel del mar más bajo en una secuencia (Dronov y Holmer, 1999). Sturesson *et al.* (2000) proponen la existencia de pozas someras actuando como “factorías de ooides”. Estas pozas podrían haber existido en todas partes a lo largo de la costa. Durante la subsiguiente transgresión, los ooides serían distribuidos sobre áreas más amplias y redepositados en medios de aguas más profundas. En algunos casos, se observa la aparición de los ooides ferruginosos inmediatamente por debajo de un *hard-ground*, indicando que las pozas también podrían generarse durante las transgresiones. Dependiendo de la reacción que estos sufran con el agua marina y el agua intersticial, así como el modo en que se preserven, estos ooides pueden ser alterados para formar todas las variedades mineralógicas de ooides ferruginosos observadas en el registro geológico. Esto consistiría en que los ooides vítreos de la “factoría de ooides” en contacto continuado con el agua marina se alterarían a ooides de limonita, siendo este un proceso más lento que la propia formación del ooide. Sin embargo, si desde la “factoría de ooides” los ooides vítreos son transportados a partes más profundas de la cuenca y allí enterrados en sedimentos anóxicos, el hierro estaría en estado reducido en las aguas intersticiales, transformándose así los ooides vítreos en ooides bertierínicos. Estos ooides bertierínicos podrían a su vez ser retrabajados y oxidados nuevamente formando ooides hematíticos y limoníticos.

Para Sturesson *et al.* (2000) la textura concéntrica de los ooides actuales, concretamente las capas internas vítreas, así como su forma elíptica, sugieren precipitación química directa de oxo-hidróxidos de hierro y sílice, en vez de acreción mecánica de estos minerales en el fondo marino (Heikoop *et al.*, 1996). La precipitación probablemente tendría lugar debido a un rápido incremento en las concentraciones de hierro y sílice en las “pozas” locales, lagoones o mares epicontinentales durante el cortejo de bajo nivel del mar.

Burkhalter, (1995) apunta que los ooides ferruginosos no aparecen únicamente asociados a superficies marinas de inundación, sino que están en distintos niveles específicos de la parasecuencia. Todos los horizontes de ooides ferruginosos se caracterizan por señales de sedimentación reducida o interrupción de esta. Así los ooides ferruginosos aparecen en conjunción con superficies de discontinuidad. Se podría comparar estas superficies de discontinuidad con las superficies que delimitan los ciclos de tercer orden de los cortejos de nivel del mar.

8.1.7 REGISTRO GEOLÓGICO

Van Houten y Purucker (1984) y Van Houten (1985) han estudiado el desarrollo temporal de los depósitos de rocas ferruginosas oolíticas durante el Fanerozoico. En la figura 8.4 se han representado los datos de estos autores junto con las curvas de variación del nivel del mar de Hallam (1984b) y Vail *et al.* (1977), con la curva de la variación del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de McArthur y Howarth (2004) y con las grandes glaciaciones de la historia de Fischer (1984). Puede observarse en esta figura como los mayores periodos de depósito de las rocas ferruginosas oolíticas a lo largo del registro geológico suelen coincidir con momentos de nivel del mar relativamente bajos dentro de la tendencia de cada

periodo en el que aparecen (Ordovícico y Jurásico fundamentalmente) y con oscilaciones hacia valores menores del ratio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No parece existir una relación entre el desarrollo de rocas ferruginosas oolíticas y periodos mayores de glaciaciones globales.

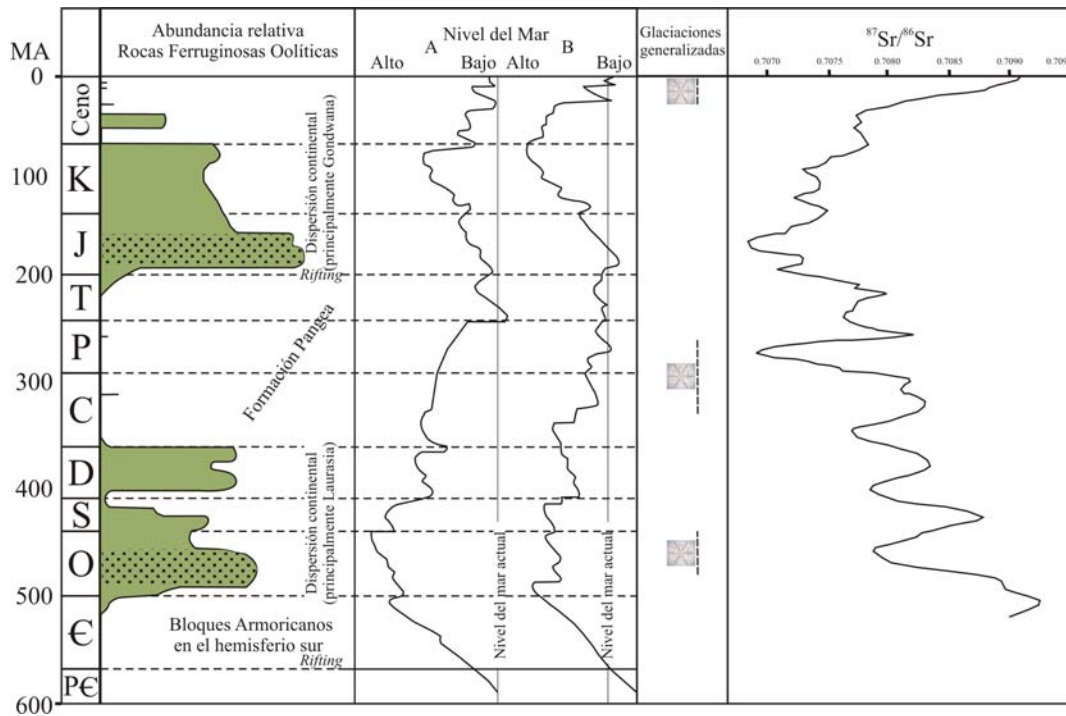


Figura 8.4. Registro durante el Fanerozoico de las rocas ferruginosas oolíticas. Modificado de Van Houten (1985). Los episodios con mayor desarrollo de estos depósitos aparecen resaltados con punteado. Curvas estimadas del nivel del mar: **A** tomada de Hallam (1984b), **B** tomada de Vail *et al.* (1977). Momentos de glaciaciones generalizadas tomados de Fischer (1984). Curva de variación del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tomada de McArthur y Howarth (2004).

Strakhov (1973) realizó una distribución general de las rocas ferruginosas chamosíticas en el Fanerozoico y reconoció un patrón de episodios mayores de deposición en la historia de la Tierra. Posteriormente, Van Houten y Purucker (1984) indican que los primeros peloides chamosíticos con greenalita asociada comenzaron a desarrollarse hace 2000 millones de años, en el inicio del Proterozoico (French, 1973), y que los primeros ooides verdaderos aparecen posteriormente el final del Proterozoico como constituyentes minoritarios de las formaciones ferruginosas. Los ooides de chamosita comenzaron a acumularse en el Cámbrico Medio (?) y Superior, y rápidamente comienzan a ser más extensivos, con un desarrollo destacable entre el Ordovícico Inferior y el Devónico Superior. En este episodio las rocas ferruginosas se depositan principalmente a lo largo de bloques cratónicos irregularmente distribuidos. Posteriormente, la consolidación de la Pangea en el Paleozoico Superior y Mesozoico Inferior fue sucedida por una nueva dispersión de bloques y un segundo episodio importante de depósito de rocas ferruginosas. Este episodio comienza en el Triásico Superior, se acentúa durante el Jurásico con la transgresión generalizada del Tethys y continúa durante el Cretácico hasta el Cenozoico junto con un ciclo de subida y bajada del nivel del mar a escala global. Durante el Paleoceno, aparentemente no se acumuló ninguna roca ferruginosa. En el Cenozoico Superior aparece de nuevo un periodo con deposición de oolitos chamosíticos (bertierínicos) a pequeña escala que se asocia con transgresiones menores en periodos de caída

relativa del nivel del mar generalizados, que finaliza en el Plioceno Medio con una gran acumulación de oolitos ferruginosos.

Dreesen (1982) cita un depósito de ooides chamosíticos acumulados en el noroeste de Europa con clima semiárido y coetáneo con fenómenos de extensión y vulcanismo en el Devónico Superior. Van Houten y Purucker (1984) señalan que se acumularon rocas ferruginosas oolíticas en el Pérmico Medio, Triásico Superior, Jurásico Inferior y Cenozoico Superior, cuando los bloques cratónicos estaban unidos y el nivel del mar era relativamente bajo.

Van Houten (1985) resalta que los dos episodios más importantes de deposición de rocas ferruginosas chamosíticas (bertierínicas) en el registro geológico ocurrieron durante el Paleozoico Inferior y Medio en el norte de Europa y en el norte de África, y durante el Jurásico en la zona nororiental de Europa. Los depósitos ordovícicos se acumularon alrededor del margen nororiental de Gondwana y Armórica en un periodo de nivel del mar alto, sin plantas continentales, y en latitudes meridionales altas con capas de hielo en el Ordovícico terminal. La mayoría de las rocas ferruginosas jurásicas se depositaron en latitudes intermedias del hemisferio norte, en la parte inestable europea de Laurasia en un momento global de nivel del mar bajo, clima templado y vegetación abundante. Los depósitos de rocas ferruginosas más importantes se depositaron durante dos largos episodios (150-175 m.a.) de dispersión continental. Así, Van Houten (1985) refiere que la mayoría de las rocas ferruginosas jurásicas se depositaron en latitudes que oscilaron entre 25°-45° N, y unas pocas en latitudes 65° N y 65° S, asociadas a plataformas someras del cratón Europeo, en la cuenca Ártica y en el margen este de Gondwana, así como en surcos y cuencas con corteza Variscica (Hercínica) de Europa central y oriental (Sellwood y Jenkyns, 1975; Ziegler, 1978). Durante el Jurásico Inferior, antes de la disgregación mesozoica de los bloques cratónicos y la subida del nivel del mar, las rocas ferruginosas oolíticas fueron más abundantes en la zona nororiental de Europa. Este desarrollo mostró cierta disminución durante el Jurásico Medio, pero los depósitos oolíticos se extendieron a zonas más amplias en otros márgenes continentales cuando subió el nivel del mar.

Van Houten (1985) interpreta que el desarrollo de los depósitos de rocas ferruginosas oolíticas durante el Jurásico Inferior y Medio se produjo cuando el clima favorable generalizado se extendió hasta las regiones polares, y las corrientes ecuatoriales orientales se desviaron hacia latitudes altas (tanto septentrionales como meridionales) debido a la configuración de la Pangea en ese periodo. A pesar de tratarse de un periodo con nivel del mar bajo, habría un gran desarrollo de mares epicontinentales en la zona cratónica inestable de Europa central y oriental, así como en la Cuenca Ártica. Muchas de esas rocas ferruginosas se depositaron en latitudes medias septentrionales, en aguas del dominio Boreal relativamente frías. Estos mares septentrionales se caracterizarían por estar ligados a masas continentales con poco relieve y por la existencia de un transporte de baja energía de sedimentos detríticos, que hacia latitudes más bajas desaparecían a favor de facies carbonatadas del dominio del Tethys (Hallam, 1975a). La distribución de las rocas ferruginosas covaría con la distribución de carbones en el Jurásico (Hallam, 1975; 1984), mientras que existe una correlación negativa con las zonas estimadas de *upwelling* (Parrish y Curtis, 1982), al igual que ocurre en la actualidad con los peloides de chamosita (bertierina) (Odin y Matter, 1981). El descenso de la producción durante el Jurásico Superior tanto de las rocas ferruginosas oolíticas, como de los depósitos de carbón, estuvo acompañado por el aumento de la inestabilidad cratónica en el noroeste de Europa (Ziegler, 1978; 2004), por un aumento del nivel del mar con la transgresión de márgenes continentales, así como por la expansión de facies carbonatadas de aguas cálidas del

Dominio del Tethys hacia el norte y un incremento de la aridez regional (Hallam, 1984). Van Houten (1985) explica que el depósito de las rocas ferruginosas del Jurásico estuvo influenciado por el clima, pero que no es únicamente una función del control latitudinal (zonal). Este autor indica que es, con más probabilidad, un efecto del complejo patrón global de circulación y de precipitaciones, que estaba en parte determinado por la posición de los continentes a la deriva en ese periodo.

Las configuraciones globales de los cratones asociados con los depósitos de rocas ferruginosas en el Ordovícico y en el Jurásico difieren de forma marcada. Van Houten (1985) apunta que no fueron factores determinantes ni la latitud, ni la dispersión cratónica, ni la configuración global determinada, aunque la deriva continental pudo fomentar la formación de lugares favorables de génesis de algunos depósitos. El autor concluye que a pesar de que las plataformas inundadas son características de ambos episodios, no es necesaria una etapa mayor de nivel del mar alto como factor de formación como así lo indican las distintas condiciones en cada momento.

8.1.8 DEPÓSITOS DE ROCAS FERRUGINOSAS OOLÍTICAS EN ESPAÑA

Existen pocos trabajos específicos sobre las rocas ferruginosas oolíticas que aparecen en España, a pesar de mencionarse frecuentemente su presencia en estudios estratigráficos de diversas edades. Petráněk y Van Houten (1997) elaboraron un recopilatorio con los diferentes depósitos fanerozoicos a nivel mundial de rocas ferruginosas oolíticas citados en la bibliografía. Complementando los trabajos citados en este recopilatorio, se muestran a continuación los estudios sobre las rocas ferruginosas oolíticas realizados en España:

8.1.8.1 PALEOZOICO

Zona Asturoccidental-Leonesa y Cordillera Cantábrica

Lunar Hernández y Ruiz Cruz (1977) estudiaron la mineralogía fosfato-ferruginosa de los yacimientos de hierro con ooides, de edades Ordovícico-Silúrico, en las cercanías de Ponferrada. El Ordovícico Medio de la región de Ponferrada también fue estudiado por Zitzmann y Neumann-Redlin (1977-1978). Posteriormente Lunar y Amorós (1979) continuaron con el estudio de la mineralogía de los depósitos de oolitos ferruginosos, con edades comprendidas entre el Ordovícico y el Devónico, de la zona de Ponferrada-Astorga. Zitzmann y Neumann-Redlin (1977-1978) y García-Ramos *et al.* (1984) estudiaron los depósitos de rocas ferruginosas oolíticas en el Devónico Medio de la región del Cabo de Peñas (Asturias). Sánchez de la Torre *et al.* (1984) estudiaron los depósitos del Silúrico Superior de Asturias.

Gutiérrez-Marco *et al.* (1984) estudiaron los depósitos del Ordovícico Inferior-Medio y del Ordovícico Medio del Macizo Hespérico, concretamente en la zona Asturoccidental-Leonesa, y algunos niveles ricos en hierro situados en la Cordillera Ibérica, en la zona Cantábrica, en la parte Septentrional de la zona Centro Ibérica (sector de Galicia Media-Tras-os-Montes) y en la zona de Ossa Morena. La composición de los ooides comprende mineralogías con magnetita, siderita y silicatos de hierro.

Cordillera Ibérica

Los depósitos de ooides ferruginosos del Ordovícico Medio-Superior de la Cordillera Ibérica Oriental fueron estudiados por Carls (1975), que cita la presencia de ooides ferruginosos con contenido en hierro variable, pudiendo mostrar puntualmente un alto grado de magnetización. Fernández *et al.* (1998) realizaron una comparación entre los ooides ferruginosos del Ordovícico Inferior del Macizo Ibérico y el Armoricano haciendo estudios mineralógicos y sedimentológicos en ambas unidades. En el Devónico Inferior de la Cordillera Ibérica Oriental trabajaron Carls y Gandl (1967).

8.1.8.2 MESOZOICO

Cordilleras Béticas

Geyer y Hinkelbein (1971; 1974) estudiaron los depósitos condensados con ooides ferruginosos del Jurásico Inferior, concretamente del Toarciense superior, de la Sierra de Espuña (Murcia).

Cordillera Ibérica

Goy *et al.* (1973) estudiaron los oolitos ferruginosos de edades comprendidas entre el Bathoniense y el Oxfordiense que aparecen en la sección de Negrón en la provincia de Valencia. Geyer *et al.* (1974) realizaron un estudio de los ooides ferruginosos del Jurásico de la zona este de España. Estos autores estudian los depósitos del límite Jurásico Inferior-Medio, concretamente desde el Toarciense superior hasta el Bajociense medio, de la Cordillera Ibérica y de las Cordilleras Béticas Orientales denominándolos *Untere Grenzoolith*. En un apéndice describen un depósito de rocas ferruginosas oolíticas en el Pliensbachiense superior en las proximidades de la Cañada de Verich en Teruel, que según lo autores es el único afloramiento enriquecido en ooides ferruginosos que aparece en el Jurásico Inferior de la zona oriental española, aparte de los correspondientes al *Untere Grenzoolith*. También estudiaron los depósitos en el límite Jurásico Medio-Superior, concretamente entre el Calloviense superior y el Oxfordiense inferior de la Cordillera Ibérica y entre el Bathoniense superior y el Oxfordiense inferior de las Cordilleras Béticas Orientales denominándolos *Obere Grenzoolith*. Bordonaba y Aurell (2004) presentaron una caracterización de facies con ooides ferruginosos de edad Pliensbachiense superior en la Cordillera Ibérica Nororiental.

Hinkelbein (1975) estudió las rocas ferruginosas oolíticas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica Oriental, concretamente los depósitos con edad Aalenense superior, Bajociense inferior y Calloviense. Gómez (1979) en su Tesis Doctoral describió detalladamente la Unidad Informal denominada Capa con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos de la base del Jurásico Medio en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Aparte de las consideraciones sobre los oolitos que realiza, propuso un esquema que trató de sintetizar y conjugar una serie de observaciones sedimentológicas para la elaboración de una hipótesis de formación de este tipo de facies. Asimismo, en la Tesis Doctoral de Ureta Gil (1985) se describieron las facies aalenenses con oolitos ferruginosos de la Cordillera Ibérica Noroccidental, proponiéndose una hipótesis para su formación. Mertmann (1986) citó la presencia de niveles de ooides y granos agregados ferruginosos en el Aalenense de la zona noroccidental de la Cordillera Ibérica. Aurell *et al.* (1994a) estudiaron los

ooides y pisoides ferruginosos del límite Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica Central y Oriental desde un punto de vista sedimentológico. Analizaron la composición mineralógica de estas partículas ferruginosas, consistente en goetita con trazas de caolinita e hidroxapatito carbonatado. Ramajo *et al.* (2002) realizaron un estudio de facies y discontinuidades incluyendo la mineralogía y textura de los oolitos ferruginosos, que aparecen en la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío en la Sierra de los Arcos, Teruel.

8.1.8.3 CENOZOICO

Ramos y Segovia (2002) realizaron un estudio de los pisolitos ferruginosos goetíticos que aparecen en el Mioceno Inferior y Medio en Mallorca y relacionan la procedencia del hierro tanto con el vulcanismo de edad Burdigaliense, como con removilización de suelos lateríticos.

8.2 DESCRIPCIÓN DE LAS PARTÍCULAS CON CUBIERTAS FERRUGINIZADAS

En este apartado de descripción y diferenciación de partículas o granos carbonáticos que aparecen en las diferentes microfacies, hemos adaptado la clasificación y terminología propuesta por Flügel (2004) que queda resumida en la figura 8. 5. Esta clasificación ha sido utilizada en la asignación y descripción de las partículas con cubiertas ferruginizadas estudiadas, teniendo en cuenta las posibles diferencias que se originan en función de la mineralogía particular que muestran las partículas estudiadas. Se ha añadido el descriptor “ferruginizado” para diferenciarlas de las partículas carbonatadas en sentido estricto.









PELOIDES			Pequeños granos micríticos, normalmente sin estructura interna. Subredondeados, esféricos, ovoides o de formas irregulares. Tamaños <0,02 y 1 mm; lo más frecuente entre 0,10 y 0,50 mm.
GRANOS CUBIERTOS	CORTOIDES		Granos esqueléticos redondeados y otros granos cubiertos por una envoltura micrítica fina. El límite entre el grano central y la envoltura es indistinguible. Tamaño entre < 1 mm hasta varios centímetros.
	ONCOIDES		Granos grandes y pequeños consistentes en un núcleo más o menos distinguible (puede ser un fósil) y una corteza gruesa formada por láminas micríticas irregulares, no concéntricas, que se solapan parcialmente. Las láminas pueden exhibir estructuras biogénicas. No existe una tendencia al aumento de la esfericidad durante el crecimiento. Tamaño entre < 1mm y varios decímetros.
	OOIDES		Granos ovoides o esféricos, que consisten en una serie de láminas finas y regulares que se forman como envueltas concéntricas sucesivas alrededor de un núcleo. Las láminas pueden mostrar microfábricas radiales y tangenciales. Tamaños entre 0,20 y 2 mm; habitualmente entre 0,5 y 1 mm.
	PISOIDES		Granos irregulares o subesféricos de gran tamaño, que constan por lo general de un núcleo no bioclastico y una corteza gruesa formada por láminas espaciales que muestran microfábricas radiales y tangenciales. Los pisoides aparecen como granos aislados o incorporados a costras. Tamaños generalmente superiores a 2mm y hasta > 1cm.
GRANOS AGREGADOS			Granos compuestos que consisten en dos o más partículas originariamente separadas (ooides, granos esqueléticos) que han sido ligados y cementados juntos formando partículas del tipo <i>grapestones</i> o <i>lumps</i> . Los espacios intergrulares se rellenan con micrita o esparita. La parte externa es irregular, lobular o redondeada. Tamaños 0,5 a más de 2 mm.
INTRACLASTOS			Clastos carbonatados sinsedimentarios o postsedimentarios: sedimento carbonatado retrabajado y parcialmente consolidado o material ya litificado. La forma y el tamaño son muy variables: angular-redondeado. Tamaños entre < 0,2 mm hasta varios decímetros. Los clastos pequeños son difícilmente distinguibles de los peloides.
GRANOS ESQUELÉTICOS			Organismos completos o fragmentos esqueléticos de estos. Tamaños desde 0,05 mm hasta varios centímetros.

Figura 8.5. Terminología descriptiva de las categorías principales de granos carbonatados. Algunos de estos granos representan etapas gradacionales: los cortoides pueden evolucionar a oncoides; los pisoides aislados y esféricos pueden parecerse estructuralmente a los ooides, y los cantos micríticos muy pequeños se incluyen a menudo en la categoría de los peloides. Modificado de Flügel (2004).

Hemos diferenciado una serie de etapas posibles para la formación de las distintas partículas con cubiertas ferruginizadas que han sido establecidas a partir de las muestras estudiadas en las secciones donde aparecen. Cada una de las etapas que se describen a continuación, refleja un grado de complejidad mayor en la estructura de las partículas evidenciando una evolución, que se plasma de forma gráfica en la figura 8.6 y que se detalla en el texto. El reconocimiento de diferentes etapas dentro de los niveles con partículas ferruginizadas permite evaluar una secuencialidad de procesos dentro de intervalos estratigráficos concretos.

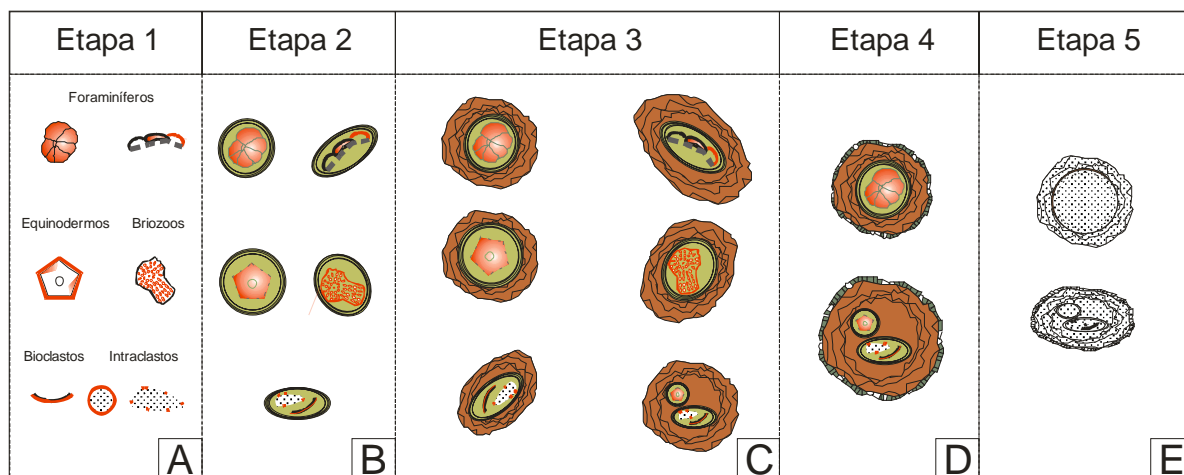


Figura 8.6. Etapas posibles de génesis de las partículas con cubiertas ferruginizadas estudiadas en el presente trabajo. Ver texto para explicación detallada.

8.2.1 ETAPA 1

Correspondería con el estado inicial de formación de una partícula ferruginizada (figura 8.6-A). Aún no se desarrollan envueltas que recubran el núcleo potencial, por lo que no se puede hablar aún de ooides u oncooides, sino en sentido laxo, de peloides o cortoides ferruginizados. En muchos casos suelen corresponder con fósiles (fragmentos o ejemplares completos pequeños) que se ferruginizan preferentemente con respecto a otros aloquímicos. En las muestras estudiadas se ha observado que muchas veces corresponden con foraminíferos aglutinados o hialinos. Normalmente el proceso de ferruginización comienza por un relleno de las cámaras por cementos de hierro, y paulatinamente empieza a afectar a las conchas. Otros grupos que se ferruginizan de forma preferente son las placas de equinodermos y los briozoos. Comúnmente, en etapas muy tempranas de enterramiento, las placas de equinodermos suelen estar afectadas por procesos de microdisolución que agrandan los poros (los equinodermos tienen una microestructura esquelética particular que se manifiesta como una red tridimensional de poros interconectados, denominada estereoma) y favorecen la creación de espacios donde la precipitación de minerales de hierro es más propicia. En los briozoos, al igual que en los foraminíferos, comienzan a precipitar los minerales de hierro en las cámaras vacías. En otras ocasiones, no parece existir una evidencia directa entre un grupo fósil y la partícula ferruginizada incipiente. En estos casos parece tratarse de una microconcreción o intraclasto ferruginizado. Se trataría de procesos de ferruginización de la propia matriz.

El proceso de reemplazamiento de los bioclastos por minerales de hierro suele reflejarse por una pérdida de la estructura primaria de la concha, aunque existen algunos casos donde se conserva ésta.

Las partículas estudiadas suelen presentar tamaños inferiores al medio milímetro y aparecen por lo general pobremente seleccionadas, con un grado bajo de redondez.

8.2.2 ETAPA 2

Corresponden con un estado más avanzado de formación de las partículas con cubiertas ferruginizadas (figura 8.6-B). El núcleo de las partículas ferruginizadas empieza a estar envuelto por

capas. No suele ser un número elevado de envueltas, ya que oscilan entre 2 y 7 capas regulares reconocibles. Eventualmente puede aparecer algún resto incrustante intercalado entre las capas. La mineralogía de las envueltas es comúnmente bertierínica, mostrando colores amarillento-verdosos, con una cruz de interferencia característica con los nícoles cruzados. En ocasiones hay envueltas intercaladas de un tono rojo parduzco, lo que refleja procesos de oxidación del silicato de hierro y corresponden a una transformación a goetita u otros oxo-hidróxidos de hierro. Los núcleos de estos granos frecuentemente son las partículas formadas durante la etapa 1, que en ocasiones pueden estar fusionadas y formar partículas polinucleadas. Estas partículas con un núcleo y envueltas regulares definidas corresponderían con la denominación de ooides ferruginosos.

8.2.3 ETAPA 3

Esta etapa se caracteriza por el desarrollo de envueltas irregulares ferruginizadas que tienen un evidente origen orgánico (figura 8.6-C). Suelen ser capas con distinto grado de desarrollo formadas por la adhesión de organismos aglutinantes e incrustantes. Pueden formar varias capas irregulares no necesariamente continuas, que pueden en ocasiones intercalarse entre capas de ooides ferruginosos bien definidos. Los fósiles que suelen reconocerse formando estas capas ferruginizadas corresponden con foraminíferos aglutinados, briozoos, serpúlidos y posibles cianobacterias. Por lo general aparecen ferruginizados por mineralogías de tipo óxido (goetita). Estas partículas con núcleo y cubiertas irregulares de origen orgánico se pueden definir como oncoides ferruginosos. Hay que resaltar que la denominación de oncoide no está en relación con el tamaño de las partículas, como propone Young (1989), sino que se han tenido en cuenta los criterios de Flügel (2004) estando en relación con la génesis de las envueltas (figura 8.7). Flügel (2004) define un oncoide como un nódulo calcáreo o no calcáreo, que normalmente muestra una corteza micrítica consistente en láminas más o menos concéntricas y que se solapan de forma parcial alrededor de un núcleo formado por un bioclasto o un litoclasto. Es redondeado y aparece libre en el sedimento, con tamaños desde milimétricos a centimétricos. Este término es usado de forma generalizada en Europa, pero no en América, donde el término pisoide (o pisolito) es utilizado tanto para describir los granos cubiertos, denominados oncoides en este trabajo, como para granos con una estructura interna similar a los ooides pero con mayor tamaño. Dentro de esta clasificación cabe resaltar que los oncoides ferruginizados que aparecen en este estudio corresponden con los tipos composicionales “Oncoides de foraminíferos” y “Oncoides compuestos”. No se han detectado algas rodofíceas, por lo que la denominación de rodolitos no correspondería con la composición de las partículas que se describen en este trabajo. Los “macroides” corresponderían con granos con cubiertas orgánicas con tamaños superiores a 10 mm (Peryt, 1983), pero tampoco se reconocen entre las partículas con cubiertas ferruginizadas analizadas.

	Tipos composicionales	Organismos dominantes	Comentarios
Oncoides	Oncoides micríticos	Microbios	Nota: los oncoides micríticos y espongiostromados también se originan por micritización de los porostromados
	Oncoides espongiostromados (no esqueléticos)	Microbios y algas	
	Oncoides porostromados (esqueléticos)	Cianobacterias calcificadas y algas	Ej.: Cianoides (formados por calcimicrobios); oncoides de <i>Girvanella</i>
	Oncoides de foraminíferos	Foraminíferos incrustantes	Ej.: Oncoides de <i>Nubecularia</i>
	Oncoides compuestos	Asociaciones de cianobacterias, algas, foraminíferos y otros organismos incrustantes	Ej.: Oncoides de <i>Girvanella</i> y foraminíferos; de <i>Girvanella-Spirorbis</i> ; y de foraminíferos y algas
Rodolitos y Macroïdes	Rodolitos	Algas calcáreas rojas	Ej.: Rodolitos de algas coralinas; rodolitos de <i>Archaeolithophyllum</i>
	Rodolitos compuestos	Asociaciones de algas rojas y otros organismos incrustantes	Ej.: Rodolitos de foraminíferos y algas rojas
	Macroïdes	Foraminíferos, briozoos u otros organismos incrustantes	Ej.: Macroïdes de foraminíferos acervulínidos; macrolitos de briozoos (brioides)

Figura 8.7. Clasificación de oncoides, rodolitos y macroïdes. Modificada de Flügel (2004).

Otras partículas con cubiertas parcialmente ferruginizadas con origen claramente orgánico son los denominados granos agregados (*grapestones*, *lumps*). Serían similares a los oncolitos pero con un mayor grado de complejidad ya que son producto de la aglutinación de diversos fósiles y otras partículas. No están totalmente ferruginizados o no lo están homogéneamente. Muchos adquieren tamaños superiores al milímetro. Los fósiles incrustantes suelen ser fragmentos de gran tamaño que no están completamente ferruginizados. Las distintas etapas de formación de los granos agregados se muestran en la figura 8.8.

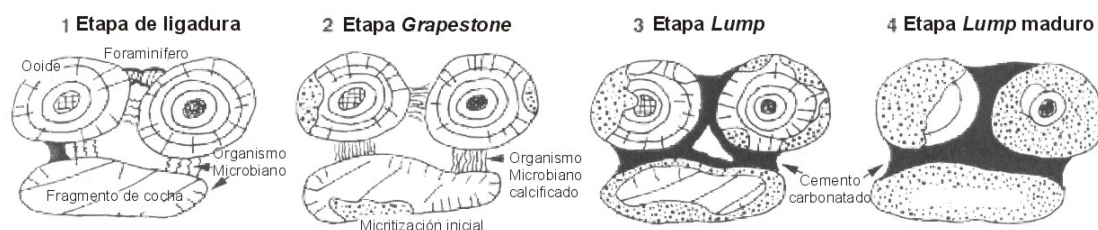


Fig. 8.8. Sucesión de etapas en la formación de granos agregados (*grapestones* y *lumps*).

- 1.- Etapa de ligadura: Los ooides y los granos esqueléticos son ligados mediante filamentos de organismos microbianos, mediante capas orgánicas o por organismos incrustantes (por ejemplo foraminíferos).
- 2.- Etapa *grapestone*: El incremento en la calcificación de los organismos microbianos contribuye a la formación de un agregado cementado poroso (*grapestone*) con un contorno lobulado. Los granos son expuestos a los microperforadores, comenzando a micritizarse.
- 3.- Etapa *lump*: El desarrollo del cemento (en negro) crea un relieve más suavizado y reduce la porosidad intergranular.
- 4.- Etapa *lump* maduro: La micritización y la cementación continúan permitiendo la formación de un grano agregado con mucha matriz cuyo contorno es sucesivamente más redondeado. Modificado de Tucker (1991) en Flügel (2004).

8.2.4 ETAPA 4

El último estadio de crecimiento de una partícula con envueltas ferruginizadas correspondería con cementaciones alrededor de la partícula previamente formada (figura 8.6-D). En ocasiones se reconoce un cemento circumgranular anisopaco que cubre total o parcialmente la superficie externa de la partícula ferruginizada. Este cemento suele ser bertierínico y en ocasiones aparece afectado por procesos posteriores de recristalización y disolución. Esta fase no siempre aparece en todos los niveles con partículas ferruginosas. De hecho, en algunas muestras aparecen simultáneamente partículas con este cemento en empalizada y otras que no lo presentan.

8.2.5 ETAPA 5

Posteriormente, las partículas ferruginizadas pueden sufrir un proceso de mineralización (adición o sustitución de componentes minerales) total o parcial, apareciendo procesos de reemplazamiento a carbonatos que destruyen la textura original en cierto grado (figura 8.6-E). En este caso suelen quedar residuos de la mineralogía de hierro original en forma de grumos. Otra forma de mineralización sería el reemplazamiento por crecimiento de sulfuros de hierro, pero esto no ocurre tan habitualmente como la sustitución por carbonatos.

La sucesión de estas etapas permite reconocer una secuencialidad de procesos que como resultado daría lugar a las distintas partículas descritas, que muestran diferentes grados de desarrollo del proceso total. Las muestras con partículas cubiertas ferruginizadas, suelen aparecer en determinados intervalos estratigráficos. La presencia de estas partículas permite reconocer una pauta temporal de formación de partículas con cubiertas ferruginosas comenzando con las primeras etapas y finalizando por las últimas. Los niveles inferiores suelen presentar partículas en un estado equivalente a la etapa 1. Posteriormente a este primer estadio se le añaden las etapas 2 y/o 3 (puesto que siguen formándose proto-partículas). En muchos casos coexisten partículas que alternan distintas etapas en la misma muestra. Esto permite suponer que los procesos relativos a la formación de las envueltas ferruginizadas una vez que se desencadenan se mantienen durante cierto tiempo. La diferencia sería el grado de desarrollo de la partícula, que dependería del tiempo de formación. Posiblemente cuanto más tiempo transcurriese hasta el enterramiento definitivo a una profundidad a partir de la cual ya no fuese susceptible de exhumarse, se reconocerán mayor número de etapas de las anteriormente mencionadas. Es pues un proceso acumulativo con sucesivas fases de reelaboración el que permite el desarrollo de partículas ferruginosas cubiertas plenamente desarrolladas dentro de la serie estratigráfica.

Las figuras 8.9 a 8.12 muestran la ordenación estratigráfica de los niveles con partículas ferruginizadas dentro de cada sección en los diferentes sectores definidos. Puede observarse la existencia de una secuencialidad en la aparición de las distintas etapas reconocidas, pudiendo existir un progresivo solape de distintos tipos de partículas conforme se asciende en la serie. Las Zonas bioestratigráficas han sido señalizadas en los gráficos representativos de los diferentes sectores mediante bandas de color que se muestran en la leyenda que aparece a continuación.

Leyenda figuras 8.9-8.12

Color	Zona Bioestratigráfica
	Laeviuscula
	Discites
	Concavum
	Murchisonae-Bradfordensis
	Opalinum
	Aalensis

Sector Suroccidental (Zona septentrional)

Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas
Pa-12	1	Qv-66	1	Cv-74	1	Mv-54	1, 2, 3 y 4	PI-28	2, 3 y 5	Vv-48	5
Pa-10	1	Qv-65	1	Cv-72	1	Mv-52	1, 2, 3 y 4	PI-26	2, 3 y 4	Vv-46 sup.	1, 2 y 3
Pa-8	1	Qv-64	1	Cv-66	1	Mv-46	1	PI-24	1	Vv-46 inf.	1, 2 y 4
Pa-6	1	Qv-62	1	Cv-60	1	Mv-36	1	PI-22	1	Vv-44	1, 2 y 3
Pa-4	1	Qv-58	1			Mv-14	1	PI-20	1	Vv-38	1
Pa-2	1	Qv-56	1					PI-18	1	Vv-32	1
		Qv-54	1					PI-14	1	Vv-18	1
		Qv-50	1					PI-12	1	Vv-16	1
										Vv-14	1

Figura 8.9. Etapas reconocidas de formación de partículas ferruginizadas. En la parte más noroccidental de este sector únicamente se desarrollan partículas de la etapa 1 (secciones de Paules de Lara = Pa, Quintanilla de las Viñas = Qv y Castrovido = Cv). El resto de secciones (Moncalvillo = Mv, Palacios de la Sierra =Pl y Vilviestre del Pinar = Vv) tiene tendencia a presentar mayor número de etapas diferenciables en los niveles superiores de las series estudiadas, concretamente a partir de la Biozona Discites.

Sector Suroccidental (Zona meridional)

Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas
Tj-80	1	Rb-150	1	Ht-110	5	TI-86	1, 2, 3
Tj-74	1	Rb-144	1	Ht-109	5	TI-84	1, 2, 3 y 5
Tj-42	1 y 3	Rb-126	1	Ht-108 sup.	1, 2, 3 y 4	TI-82	1
Tj-36	1 y 3	Rb-124	1	Ht-108 inf.	1, 2, 3 y 5	TI-58	1
Tj-22 sup.	1			Ht-107	1, 2, 3 y 4	TI-46	1
Tj-8	1 y 3			Ht-94	1	TI-16	1
Tj-6	1 y 3			Ht-90	1		
Tj-4	1 y 3						
Tj-2	1 y 3						

Figura 8. 10. Etapas reconocidas de formación de partículas ferruginizadas. En la parte más suroccidental de este sector (Tejada = Tj) se desarrollan partículas de la etapa 1 y 3 de forma mayoritaria, si bien algunos niveles sólo presentan partículas de la etapa 1. La zona más suroriental (Rabanera del Pinar = Rb, Hontoria del Pinar = Ht y Talveila = TI) tiene una tendencia a presentar mayor número de etapas diferenciables en los niveles superiores de las series estudiadas, a partir de la Biozona Discites. La excepción es la serie de Rabanera del Pinar, donde únicamente se reconocen partículas de la etapa 1. Puntualmente, en Hontoria del Pinar se desarrolla la etapa 5 en la Biozona Discites.

Sector Noroccidental

Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas
Ha-56	5	Cn-52	5	Vy-58 techo	1 y 3	Ph-78	5	Si-76	5
Ha-54 (2)	1 y 3	Cn-46	1, 2, 3 y 4	Vy-58 mitad	1, 2 y 3	Ph-76	3 y 5	Si-74	2 y 3
Ha-54 (1)	1, 2 y 3	Cn-32	1 y 4	Vy-58 base	1, 2 y 3	Ph-74 e	2 y 3	Si-72	2 y 3
Ha-52 sup	2 y 3	Cn-30	1, 2 y 4	Vy-56	1, 2 y 3	Ph-74 d	2 y 3	Si-70 b	3
Ha-52 inf	1, 2 y 3	Cn-22	1	Vy-52	1	Ph-72 c	1, 2 y 3	Si-66	1
Ha-50	1, 2 y 3	Cn-18	1	Vy-46	1	Ph-70 c	2	Si-64	1
Ha-42	1			Vy-44	1	Ph-70 a	2	Si-54	1
Ha-40	1			Vy-40	1	Ph-68 e	2	Si-48	1
Ha-36	1			Vy-36	1	Ph-68 b	2		
Ha-32	1					PH-66 b	1		
Ha-30	1					Ph-62	1		
						Ph-54	1		

Figura 8.11. Etapas reconocidas de formación de partículas ferruginizadas. En este sector las partículas ferruginizadas tienen una tendencia a presentar mayor número de etapas diferenciables a partir de la Biozona Opalinum, o en ocasiones de las biozonas Murchisonae-Bradfordensis de las series estudiadas, desarrollándose la etapa 5 en la Biozona Laeviuscula en la mayoría de ellas, con la excepción de Villavelayo.

Sector Suroriental

Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas	Niveles	Etapas
Ap-20 techo	5	Pz-38	5	Pi-38	1	Bo II-70	1, 2 y 3	Bo I-82	1, 2 y 3	MI-42	5
Ap-20 mitad	1 y 3	Pz-34	1, 2 y 3	Pi-36	1, 2 y 3	Bo II-68/69	1, 2 y 3	Bo I-80	1, 2 y 3	MI-40	1, 2 y 5
Ap-19 base	1	Pz-22 techo	5	Pi-34	1 y 3	Bo II-66 inf.	1, 2 y 3	Bo I-78	1, 2 y 3	MI-39 (4)	1
Ap-18 sup	1	Pz-22 base	5	Pi-32.1	1	Bo II-64 sup.	1 y 3	Bo I-58	1, 3 y 4	MI-39 (3)	5
Ap-17 inf.	1	Pz-18	1, 2 y 3	Pi-22	1	Bo II-64 inf.	1			MI-39 (2)	1
Ap-16 inf.	1	Pz-16	1, 2 y 3			Bo II-62 (1)	1 y 3			MI-36	1
Ap-8	1	Pz-14	1, 2 y 4			Bo II-60	1			MI-34 inf.	1
						Bo II-44	1, 2 y 3			MI-32	1
						Bo II-42 c	1			MI-30	1
						Bo II-42 b	1			MI-26	1, 3 y 4
										MI-24	1 y 3
										MI-18 sup.	1 y 3
										MI-18 base	1
										MI-14 sup.	1

Figura 8.12. Etapas reconocidas de formación de partículas ferruginizadas. Este sector es más heterogéneo que el resto. En determinadas secciones parecen desarrollarse varias fases de aumento progresivo en la complejidad de las partículas, que se traduce con la aparición de alternancias de primero una y posteriormente varias etapas simultáneas. En algunas secciones sólo se evidencia una fase de aumento en complejidad a lo largo de la serie (Aldealpozo = Ap y Pinilla del Campo = Pi). En la sección de Borobia II (Bo II) se desarrollan partículas de la etapa 1 y 3 de forma mayoritaria. La etapa 5 se desarrolla por lo general en la parte superior de la serie (a partir de la Biozona Discites) en las secciones de Aldealpozo, Malanquilla (MI) y Pozalmuro (en esta sección se ven dos fases de aumento de complejidad, con desarrollo de etapa 5 durante las Biozonas Murchisonae-Bradfordensis).

8.3 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS PARTÍCULAS CON CUBIERTAS FERRUGINIZADAS

Se han utilizado diversas técnicas en el estudio de las partículas con cubiertas ferruginizadas que aparecen en los afloramientos seleccionados. Los datos obtenidos se han expuesto de forma gráfica en tablas y cuadros y se han analizado e interpretado. Las técnicas empleadas han consistido en microscopía óptica y electrónica, junto con métodos geoquímicos como difracción de rayos X y análisis de espectroscopía de masas.

8.3.1 ESTUDIOS DE MICROSCOPIA ÓPTICA DE TRANSMISIÓN.

El estudio de la láminas delgadas nos ha permitido establecer una diferenciación de las distintas etapas de formación de las partículas analizadas en los diferentes sectores muestreados. Los datos obtenidos se exponen a continuación:

Partículas formadas en la Etapa 1 (bioclastos e intraclastos ferruginizados)

Sector Suroccidental (Figura 8.13, Fotografías 1-2)

Aparecen fragmentos de fósiles con distinto grado de ferruginización. Los fósiles ferruginizados son mayoritariamente foraminíferos bentónicos, principalmente aglutinados y en ocasiones hialinos, espículas de esponja o fragmentos de esponjas hexactinélidas, placas de equinodermos y briozoos. Los intraclastos ferruginizados son subredondeados o elipsoidales y suelen presentar los bordes fragmentados. Tienen tamaños entre 0,1 y 2,5 mm, siendo la media unos 0,3 mm. En determinados niveles su eje mayor pueden llegar a alcanzar más de 2 cm. Su grado de selección es intermedio.

Sector Noroccidental (Figura 8.14, Fotografías 1-2)

Los fósiles que aparecen ferruginizados corresponden con fragmentos de serpúlidos, pelecípodos, braquiópodos, briozoos y foraminíferos aglutinados. Los intraclastos ferruginizados son elipsoidales. El tamaño oscila entre 0,3 y 0,7 mm por lo general, aunque en determinados niveles pueden alcanzar una longitud de 2 mm de eje mayor.

Sector Suroriental (Figura 8.15, Fotografías 1-2)

Los fósiles fragmentados y ferruginizados son principalmente placas de equinodermos, pelecípodos, foraminíferos aglutinados y briozoos. Los intraclastos ferruginizados corresponden a formas irregulares que muestran señales de fragmentación posterior a su litificación y su tamaño oscila entre los 0,1 y los 0,8 mm, alcanzando puntualmente tamaños mayores en determinados niveles.

Partículas formadas en la Etapa 2 (ooides ferruginosos bertierínicos)

Sector Suroccidental (Figura 8.13, Fotografías 3-5)

Los ooides ferruginizados están formados por un núcleo y una serie de envueltas más o menos regulares. Pueden ser tanto simples (mononucleados) como compuestos (polinucleados), consistiendo estos núcleos generalmente en intraclastos o fragmentos de equinodermos. Las envueltas bertierínicas presentan colores amarillentos-verdosos con nódulos normales y muestran una cruz de interferencia característica con nódulos cruzados. A veces estas envueltas pueden estar cubiertas por un borde formado por cemento inequigranular que puede rodear total o parcialmente el ooide (sería posterior y pertenecería a la denominada etapa 4). En ocasiones pueden estar parcialmente oxidadas las envueltas, lo que demostraría la existencia de condiciones reductoras y oxidantes alternantes durante la formación del ooide. Los tamaños de los ooides varían entre 0,1 y 0,5 mm de diámetro. Son sub-redondeados y presentan un grado moderado-bajo de selección por tamaños. A menudo pueden aparecer deformados, tanto plásticamente (aplastamiento) como frágilmente (fragmentación). En ocasiones se observa como la intrusión de fluidos diagenéticos a favor de grietas en la matriz pueden llegar a atravesar los ooides produciendo reemplazamientos parciales de calcita en determinadas envueltas.

Sector Noroccidental (Figura 8.14, Fotografías 3-6)

Los núcleos de los ooides ferruginosos de este sector pueden ser simples o compuestos y los elementos que los componen son fósiles de braquiópodos, pelecípodos, foraminíferos o placas de equinodermos e intraclastos. Las envueltas bertierínicas en ocasiones están recubiertas por una capa de cemento inequigranular. Los tamaños de los ooides varían entre 0,2 y 0,65 mm de diámetro por lo general. En ocasiones alcanzan diámetros de 0,85 mm. Su forma es sub-redondeada o elipsoidal. El grado de selección de estas partículas es intermedio y el grado de fragmentación varía entre intermedio y bajo. En ocasiones se pueden observar deformaciones plásticas, aunque es más frecuente el proceso de fragmentación.

Sector Suroriental (Figura 8.15, Fotografías 3, 4 y 6)

Al igual que en los otros sectores los ooides bertierínicos pueden ser mono o polinucleados, y sus núcleos estar compuestos por fragmentos fósiles o intraclastos. Los tamaños de los ooides varían entre 0,3 y 0,8 mm de diámetro, muestran un grado bajo de selección en la matriz, así como una redondez poco acusada. La deformación que presentan es tanto frágil como plástica.

Partículas formadas en la Etapa 3 (oncoides y granos agregados goetíticos)

Los oncoides goetíticos son partículas con cubiertas originadas orgánicamente, ya que se forman por la aglutinación de fósiles alrededor de un núcleo. Estos componentes son construcciones o partículas carbonatadas con estructura laminar debidas a la actividad de cianobacterias. En esta clasificación no se definen los oncoides como los referidos en el sentido de Young (1989), donde los diferencia de los ooides ferruginosos únicamente en función de superar cierto tamaño (2 cm). Los oncoides están formados por un núcleo, que en muchas ocasiones puede corresponder con un ooide ferruginizado de la etapa 2, que está recubierto por una serie de envueltas irregulares formadas por la

aglutinación de restos de organismos u organismos incrustantes. En ocasiones pueden aparecer granos de cuarzo aglutinados entre las capas. La mineralogía que presentan corresponde con oxo-hidróxidos de hierro (limonita-goetita) con colores marrones oscuros o rojizos con nícoles paralelos. Con nícoles cruzados el comportamiento es isótropo si se trata de limonita, con birrefringencia irregular causada por esfuerzos de tensión, pero si se trata de goetita se observa una extinción paralela (Kerr, 1977). Los granos cubiertos han recibido diversas denominaciones tales como *grapestones* o *lumps*.

Sector Suroccidental (Figura 8.13, Fotografías 6-7)

Aparecen tanto oncoides ferruginosos como granos cubiertos ferruginizados. Los primeros son partículas elipsoidales o sub-redondeadas, con laminación irregular, con diámetros que oscilan entre 0,3 y 0,5 mm, pudiendo alcanzar en ocasiones el milímetro. En ocasiones se puede encontrar partículas de cuarzo intercaladas entre las capas. Los bordes aparecen fragmentados frecuentemente. La mineralogía que presentan las envueltas orgánicas corresponde con oxo-hidróxidos de hierro, los análisis de rayos X señalan presencia de goetita.

Los granos cubiertos suelen tener morfologías elípticas, con bordes irregulares. El tamaño del eje mayor suele variar entre 0,25 y 4 mm. Presentan una baja selección por tamaños, ya que se encuentran mezclados con el restos de partículas. Normalmente se aglutinan fragmentos de serpulidos, briozoos, foraminíferos aglutinados, esponjas hexactinélidas, braquiópodos y pelecípodos en torno a uno o más núcleos que pueden consistir en gasterópodos, placas de equinodermo, intraclastos u ooides bertierínicos.

Sector Noroccidental (Figura 8.14, Fotografías 3-7)

En este sector se encuentran oncoides ferruginizados consistentes en partículas sub-esféricas o elipsoidales, que muestran un grado de redondez bueno. El diámetro oscila ente 0,1 y 1,5 mm, existiendo un predominio de los tamaños mayores frente a los pequeños. La selección por tamaños es intermedia y el grado de fragmentación es bajo. Las envueltas reconocibles de los oncoides corresponden con foraminíferos aglutinados del género *Nubecularia* que ocasionalmente incorporan algún grano de cuarzo en las envueltas que generan. La mineralogía de las envueltas está compuesta por oxo-hidróxidos de hierro, concretamente goetita. Los núcleos de los oncoides pueden ser simples o compuestos.

Los granos cubiertos ferruginizados adquieren tamaños notablemente mayores, de varios milímetros. Son irregulares y aglutinan diversos tipos de aloquímicos.

Sector Suroriental (Figura 8.15, Fotografías 3, 5, 6 y 7)

En este sector se encuentran tanto oncoides como granos cubiertos ferruginizados. Los oncoides son sub-redondeados o elipsoidales y suelen mostrar diámetros que oscilan entre 0,3 y 0,8 mm, La selección por tamaños es baja y la fragmentación variable. Los núcleos pueden ser simples o compuestos y estar formados por intraclastos o fósiles como placas de equinodermos, serpulidos, briozoos o foraminíferos. El grado de mineralización de los oncoides es variable, llegando en ocasiones a presentar poca ferruginización en determinadas secciones. En muchas ocasiones

presentan una corona de cemento inequigranular bertierínico, que sería posterior y correspondería con la denominada etapa 4.

Los granos cubiertos presentan morfologías irregulares y tamaños que varían entre 0,1 y 1 mm de eje mayor, llegando a alcanzar hasta 4 mm en la sección de Malanquilla. Están formados por la aglutinación de diversos fragmentos de bioclastos, que en ocasiones incorporan granos de cuarzo a la masa aglutinadora.

Partículas de la Etapa 4 (Partículas ferruginizadas rodeadas de cemento circumgranular anisopaco bertierínico)

Sector Suroccidental (Figura 8.13, Fotografías 5 y 8)

Algunas partículas están total o parcialmente rodeadas por un cemento bertierínico, que se caracteriza por ser inequigranular y anisopaco. Estas partículas con *rim*, suelen aparecer en las mismas láminas junto a otras partículas que no lo presentan. No se ha observado que correspondan con cementos de tipo vadoso, ya que no marcan ningún tipo de polaridad. En ocasiones sufren procesos de reemplazamiento a calcita. Esta etapa es la que se observa en menor proporción en las partículas ferruginizadas estudiadas.

Partículas de la Etapa 5 (Partículas ferruginizadas reemplazadas por calcita)

Sector Suroccidental (Figura 8.13, Fotografías 1-2)

Aparecen partículas redondeadas recristalizadas que en su origen estuvieron ferruginizadas, como queda constancia en los residuos de óxidos de hierro que se conservan entre la calcita reemplazante. El diámetro de estos fantasmas es de 0,5 mm y muestran una buena selección por tamaños.

Sector Noroccidental (Figura 8.14, Fotografía 8)

Se reconocen partículas con formas elípticas o sub-redondeadas reemplazadas por cementos esparíticos, que originariamente correspondieron con oncoides ferruginizados. El diámetro oscila entre 0,3 y 1,2 mm y muestran un grado medio de selección por tamaños.

Sector Suroriental (Figura 8.15, Fotografía 8)

En este sector aparecen dos tipos de partículas originariamente ferruginizadas que muestran reemplazamiento por cementos esparíticos. Por un lado aparecen una serie de fantasmas con morfología redondeada cuyos diámetros oscilan entre 0,3 y 1 mm, que posiblemente corresponderían con partículas tipo oncoide ferruginizado. Por otra parte en la sección de Pozalmuro existen unos fantasmas de partículas de morfología elipsoidal cuyo eje mayor mide aproximadamente 0,8 mm, cuyo probable precursor fuesen ooides ferruginosos.

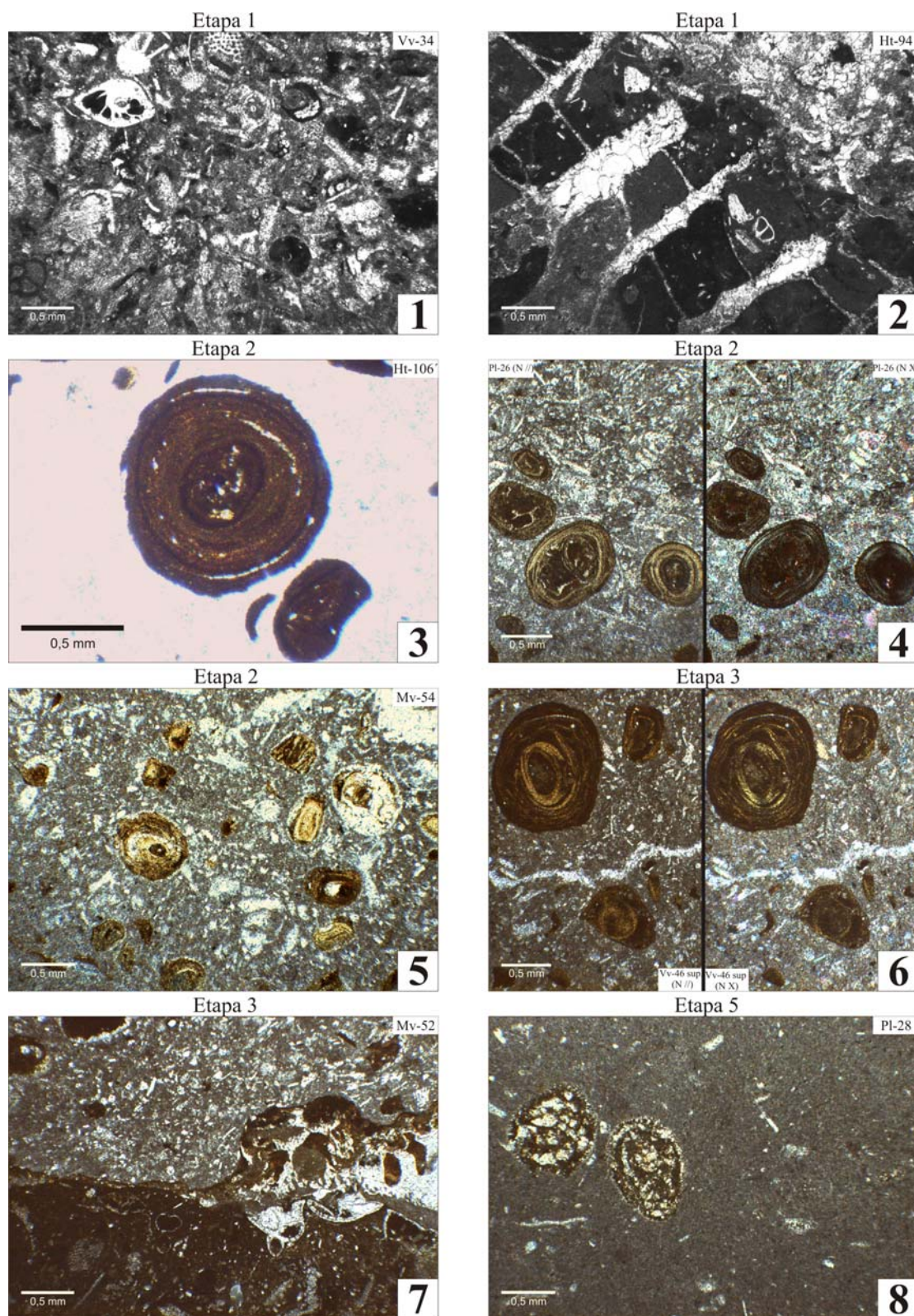
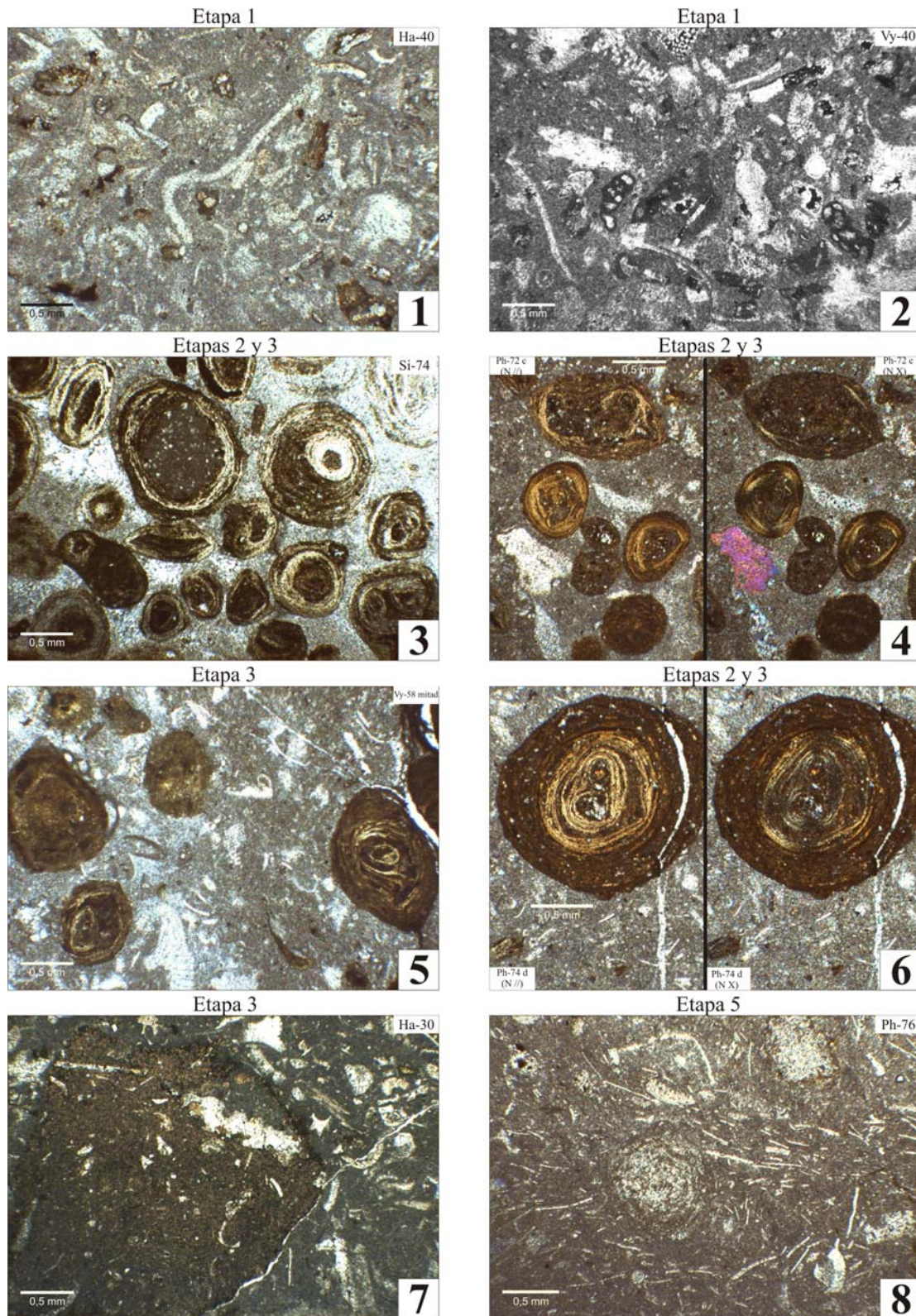


Figura 8.13. Sector Suroccidental. 1-2 Fragmentos de fósiles ferruginizados. **1.-** Vv-34: El hierro aparece en las cámaras de los foraminíferos hialinos, las conchas de los aglutinados, el relleno de conchas de gasterópodos, fragmentos de placas de equinodermos. **2.-** Ht-94. Rellenos interseptales en corales. 3-6 Ooides y oncoides ferruginizados. **3.-** Ht-106': Ooide con sucesivas envueltas alrededor de un núcleo simple indiferenciado. **4.-** Pl-26: Varios ooides. Aparecen tanto núcleos simples como compuestos. La imagen de la izquierda tomada con nicoles paralelos, la de la derecha con nicoles cruzados, donde se observa cruz de interferencia típica en las envueltas formadas por bertierina. **5.-** Mv-54: Ooides de bertierina. Algunos tienen un *rim* externo y otros aparecen parcialmente reemplazados por calcita. **6.-** Vv-46 sup. Ooide-oncoide (partícula mixta). Las envueltas externas tipo oncoide son de goetita, mientras que algunas internas tipo ooide son de bertierina. Izquierda con nicoles paralelos; derecha con nicoles cruzados. **7.-** Mv-52: *Grapestone* ferruginizado. Partícula aglutinada compleja. **8.-** Pl-28: Partículas con envueltas recrystalizadas/disueltas, que aún muestran residuos de mineralogía original con hierro.



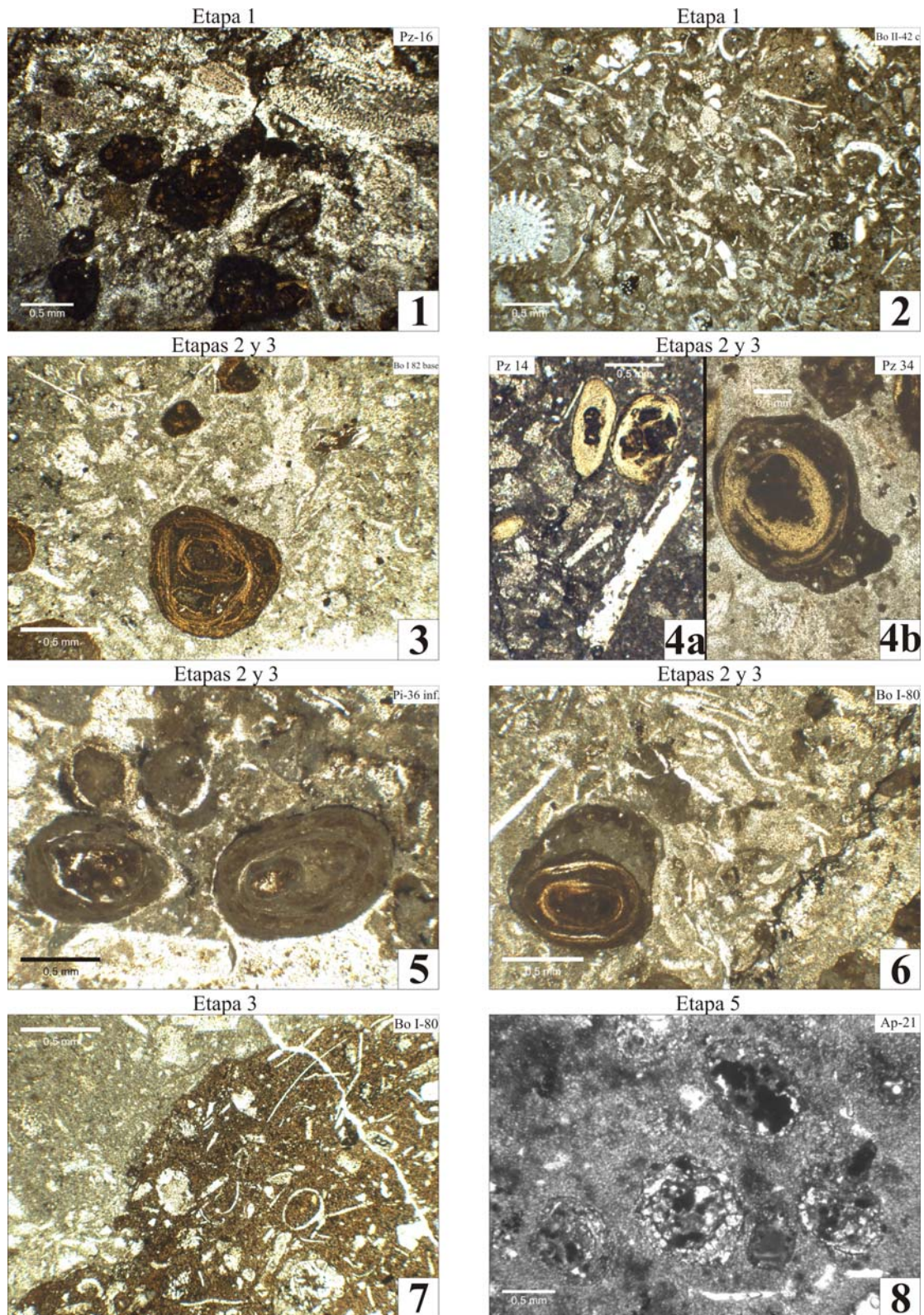


Figura 8.15. Sector Suroriental. 1-2 Fragmentos de fósiles ferruginizados. **1.-** Pz-16: Intraclastos y algún foraminífero ferruginizados **2.-** Bo II-42 c: Matriz ferruginizada diferencialmente en la que aparecen intraclastos y algún fragmento fósil ferruginizados. **3-6** Ooides y oncooides ferruginizados. **3.-** Bo I-82 base: Partícula mixta ooide-oncoide ferruginizada. Aglutina granos de cuarzo en su interior. **4.-** Pz-14: **4a.-** Ooides ferruginizados de bertierina. **4b.-** Partícula mixta ooide-oncoide con bertierina y goetita. Es asimétrica y en la parte inferior de la partícula se aprecia un engrosamiento **5.-** Pi-36 inf. Partículas levemente ferruginizadas tipo oncoide . **6.-** Bo I-80: Partícula mixta ooide-oncoide. Las envueltas internas alternan mineralogías de bertierina y goetita. La parte externa es oncolítica, pero aparece levemente ferruginizada. **7.-** Bo I-80: *Grapestone* ferruginizado. Partícula aglutinada compleja. **8.-** Ap-21: Partículas con envueltas recrystalizadas/disueltas, que aún muestran residuos de mineralogía original con hierro.

8.3.2 ESTUDIOS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

El estudio de las partículas con cubiertas ferruginizadas mediante el microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electronic Microscope* o SEM) ha permitido observar características específicas que no pueden ser observadas con las técnicas de microscopía óptica convencionales. Los estudios se han realizado sobre muestras en levigado y sobre muestras en lámina delgada, con el tratamiento que ha sido explicado en el capítulo de metodología. La aplicación de esta técnica ha permitido la obtención tanto de imágenes de detalle de las partículas ferruginizadas, así como de medidas semicuantitativas de los distintos elementos componentes de la muestras en puntos concretos seleccionados en las partículas estudiadas mediante la técnica de electrones retrodispersados (*Energy Dispersive Spectroscopy X-ray microanalysis* o EDS). Las imágenes obtenidas por esta técnica muestran las distintas capas que conforman internamente las partículas con cubiertas ferruginizadas. Se ha realizado una serie de análisis químicos desde la parte central o núcleo hasta las envueltas externas de las partículas. Esto ha permitido comprobar la existencia de un cambio composicional interno de estas partículas. Durante las sesiones de trabajo en el SEM, fue constatada la existencia de cierta homogeneidad en el comportamiento químico de estas partículas, por lo que se realizaron análisis geoquímicos en las muestras que fueron consideradas representativas de cada sector y no en la totalidad de ellas. Se han estudiado muestras de varias secciones del Aalenense y del Bajociense basal, así como una muestra cedida por el Doctor Michael Murray Kimberley de los ooides ferruginosos actuales muestreados en el Cabo de Mala Pascua, en Venezuela, como comparación. Los resultados obtenidos se muestran en las tablas y los difractogramas que aparecen a continuación. Los elementos están normalizados en relación a estándares, por lo que la notación elemento-letra (por ejemplo O K; Na K, Tc L, Ta M, etc., refleja el estándar utilizado en cada caso).

8.3.2.1 ESTUDIOS SEMICUANTITATIVOS (EDS)

SECTOR SURORIENTAL

En la sección de Pozalmuro en el Sector de Soria, se han seleccionado dos niveles que secuencialmente muestran diferentes etapas de desarrollo de las partículas ferruginizadas. El primer nivel seleccionado ha sido el nivel Pz-14, correspondiente con la Zona Opalinum del Aalenense Inferior. La figura 8.16 marca los lugares donde se realizaron los análisis químicos en esta partícula, que fueron elegidos para poder comprobar la existencia de un posible cambio composicional desde el núcleo hasta las capas externas. Como se aprecia en los datos obtenidos para cada punto (tablas 8.6, 8.7 y 8.8, con figuras asociadas), existe un progresivo aumento del porcentaje en peso del hierro desde el núcleo hasta las capas externas. El núcleo está formado mayoritariamente por O, P y Ca (no se detecta ni Si ni Al, por lo que la mineralogía estaría compuesta de carbonatos y/o fosfatos). En las capas externas existe un enriquecimiento en Fe. Éste forma parte de mineralogías tanto silicatadas (reflejado por la presencia de Si, Al y Mg), como óxidos (el Fe se repartiría para formar silicatos y el Fe restante formaría parte de los óxidos). Existen pequeñas diferencias entre las capas ferruginizadas internas y externas, ya que los análisis en el punto Pz-14 B, señalan un leve enriquecimiento en los elementos menores Tc y Ta, mientras que el punto Pz-14 C estos no aparecen pero existe un leve enriquecimiento en Zn y Ti. La presencia de Ca en los análisis no descarta la aparición de calcita con bajo contenido en magnesio en pequeña proporción con respecto a los minerales de hierro. También podría corresponder a sustituciones catiónicas en las mineralogías silicatadas.

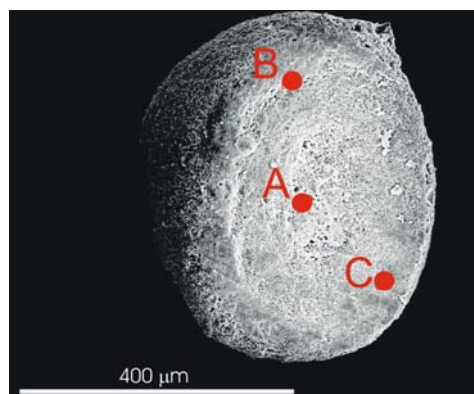


Figura 8.16. Muestra de levigado del nivel Pz-14. Los puntos marcados como A, B y C son los lugares donde se han realizado los análisis químicos semi-cuantitativos de los elementos con la microsonda electrónica.

Tabla 8.6. Pz-14 A. Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos obtenidos en el punto A (núcleo). La figura acompañante refleja gráficamente estos datos.

Elemento	[] Ap.	Intensidad Corm.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	15.54	0.3909	52.88	0.37	72.72
Na K	0.38	0.5826	0.87	0.14	0.83
P K	9.98	1.2607	10.53	0.14	7.48
Ca K	24.26	1.0119	31.88	0.26	17.50
Fe K	1.88	0.8132	3.07	0.13	1.21
Cu K	0.46	0.7944	0.77	0.17	0.27
Total			100.00		

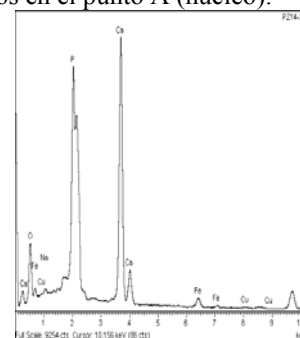


Tabla 8.7. Pz-14 B. Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos obtenidos en el punto B (envuelta interna). La figura acompañante refleja gráficamente estos datos.

Elemento	[] Ap.	Intensidad Corm.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	25.34	0.9859	37.61	0.40	61.11
Mg K	0.99	0.5360	2.70	0.10	2.88
Al K	4.25	0.6407	9.71	0.14	9.36
Si K	5.23	0.6678	11.47	0.27	10.61
Ca K	0.41	0.9847	0.60	0.05	0.39
Fe K	17.74	0.8873	29.24	0.33	13.61
Cu K	0.83	0.8255	1.47	0.19	0.60
Tc L	1.57	0.6821	3.36	0.20	0.88
Ta M	1.54	0.5862	3.84	0.73	0.55
Total			100.00		

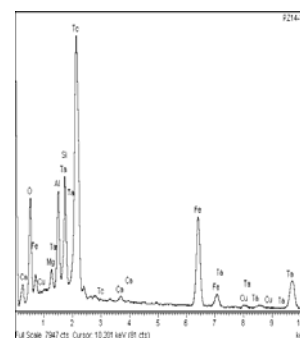
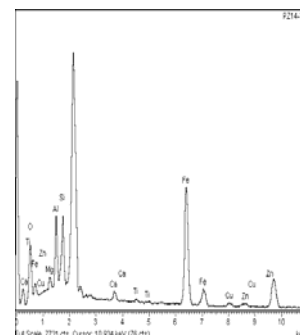


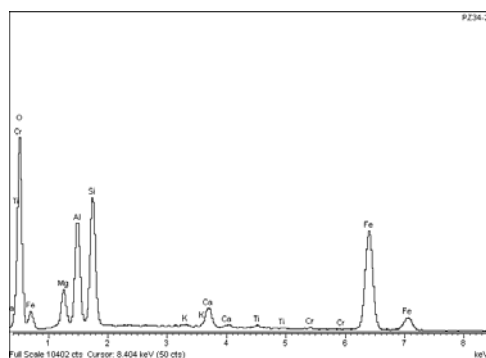
Tabla 8.8. Pz-14 3C. Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos obtenidos en el punto C (envuelta externa). La figura acompañante refleja gráficamente estos datos.

Elemento	[] Ap.	Intensidad Corn.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	15.14	1.0139	25.17	0.29	46.98
Mg K	0.63	0.4517	2.35	0.12	2.88
Al K	3.14	0.5600	9.44	0.12	10.45
Si K	4.08	0.6152	11.20	0.13	11.90
Ca K	0.81	1.0346	1.33	0.06	0.99
Ti K	0.33	0.9204	0.61	0.07	0.38
Fe K	24.90	0.9106	46.08	0.30	24.64
Cu K	1.13	0.8245	2.31	0.22	1.09
Zn K	0.75	0.8338	1.51	0.28	0.69
Total			100.00		



El otro nivel representativo estudiado en la sección de Pozalmuro, es Pz-34, correspondiente a la Zona Concavum del Aalenense Superior. En esta muestra se ha realizado un análisis químico de una de las envueltas internas para ver la relación de elementos que aparecen. Los resultados del análisis se expresan en la tabla 8.9. Los elementos parecen corresponder con fases con hierro silicatadas (Si, Al, Mg y parte del Fe) y oxidadas (O y Fe restante) y el resto de elementos formarían otras mineralogías accesorias.

Tabla 8.9. Pz-34. Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos obtenidos en Pz-14 (envuelta interna). La figura acompañante refleja gráficamente estos datos.



Elemento	[] Ap. Conc.	Intensidad Corn.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	48.16	1.0858	42.63	0.41	63.30
Mg K	2.37	0.5346	4.27	0.13	4.17
Al K	6.21	0.6228	9.58	0.15	8.44
Si K	8.39	0.6582	12.27	0.17	10.38
K K	0.19	1.0269	0.18	0.05	0.11
Ca K	2.21	1.0016	2.13	0.07	1.26
Ti K	0.33	0.8714	0.36	0.06	0.18
Cr K	0.21	0.9321	0.22	0.07	0.10
Fe K	25.54	0.8657	28.36	0.29	12.07
Total			100.00		

La sección de Borobia I, en los alrededores del Moncayo, es otro ejemplo seleccionado para ver de qué forma varía la composición elemental de la mineralogía en una partícula ferruginizada. La figura 8.17 muestra la secuencia gráfica (difractogramas de izquierda a derecha) correspondientes con una envuelta externa, una interna y el núcleo de la partícula estudiada.

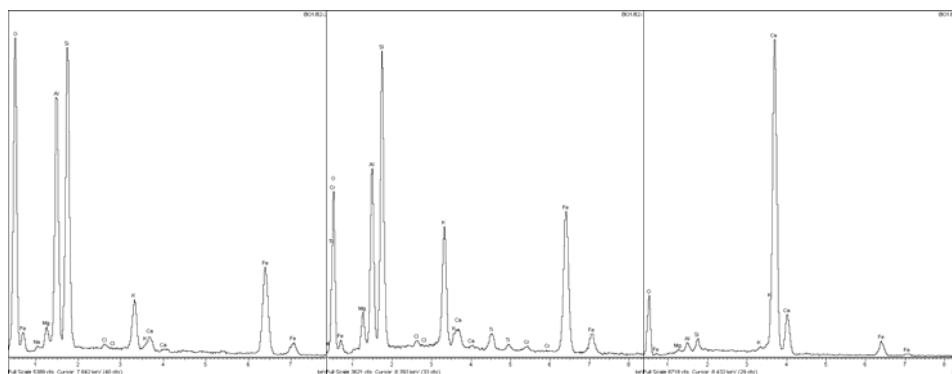


Figura. 8.17. Secuencia de difractogramas en BoI-82: Envuelta externa-envuelta intermedia-núcleo.

En la envuelta externa los picos de los elementos que aparecen con mayor intensidad corresponden al O, Si, Al, Fe y K respectivamente. Esto permite estimar la presencia de fases silicatadas y oxidadas con hierro, con la bertierina y la glauconita (por la presencia de K) como filosilicatos y la goetita como oxo-hidróxido. El Ca, el Mg, el Cl y el Na aparecen de forma restringida. En la envuelta intermedia sucede lo mismo, aunque la intensidad del Fe y el K aumenta en relación a los otros picos si se compara con la observada en la capa externa. Los picos más intensos siguen correspondiendo con el Si, Al y O, por lo que parece que la mineralogía es la misma aunque quizá existe mayor proporción de silicatos frente a óxidos que en la capa externa. Esto es coherente con lo que se observa mediante microscopía óptica cuando encontramos fases oncolíticas oxidadas que recubren a otras previas oolíticas más reductoras. Aparece una gran variedad de elementos de forma accesoria: Cr, Ti, Mg, Ca, K y Cl ordenados de mayor a menor intensidad. El núcleo muestra un patrón significativamente diferente. El Ca es el pico de mayor intensidad de forma muy destacable, seguido por el O. Esto señala a la calcita como mineral principal, demostrando que los fósiles calcáreos aparecen frecuentemente nucleando las partículas ferruginosas. Con menor intensidad se observan los siguientes elementos: Fe, Si, Al, Mg y K, que podrían corresponder con reemplazamientos parciales del carbonato.

SECTOR NOROCCIDENTAL

En el Sector Noroccidental, se han seleccionado dos niveles en diferentes secciones para realizar análisis químicos semi-cuantitativos que reflejen el comportamiento de los elementos en diferentes partes de las partículas ferruginizadas. Estas secciones son Huerta de Arriba y Santa Inés.

La figura 8.18 muestra una partícula de la sección de Huerta de Arriba. (nivel Ha-52 inferior) estando indicados los puntos donde se han realizado los análisis. Como se aprecia en los datos obtenidos para cada punto (tablas 8.10, 8.11 y 8.12 con figuras asociadas), existe un progresivo aumento del porcentaje en peso del hierro desde el núcleo hasta las capas externas. El núcleo está formado mayoritariamente por O y Ca, aunque se detecta una baja proporción de Fe, Si, Al, Mg y P por lo que la mineralogía asociada estaría compuesta mayoritariamente por carbonato cálcico y de forma accesoria por silicato de hierro (bertierina) y/o fosfato. En las capas externas existe un enriquecimiento en Fe. Éste forma parte de mineralogías tanto silicatadas (reflejado por la presencia de Si, Mg y Al), como óxidos (el Fe se repartiría para formar silicatos y el Fe restante formaría parte de los óxidos). Existen pequeñas diferencias entre las capas ferruginizadas internas y externas. Los análisis en Ha-52 inferior (2) y Ha-52 inferior (3) muestran que del total del hierro, una parte se

combina con el Si y el Al y otra con el O. Si se compara la capa interna con la capa más externa, en la interna hay mayor proporción de la fase silicatada ferruginizada, mientras que en la externa predominan los oxo-hidróxidos, como se puede observar mediante los estudios de microscopía óptica convencionales. En cuanto a los picos de menor intensidad, en la capa interna aparecen los elementos Ca, Mg y P en baja proporción y de forma accesoria los elementos menores Ti y V. En la capa externa aparece Mg en baja proporción, seguido de Ca y ya de forma accesoria aparecen K y los elementos menores Ti, Cr y V. El Ti podría estar en relación con la existencia de trazas de ilmenita.

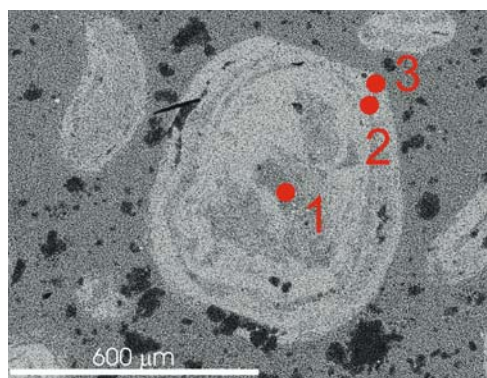


Figura. 8.18. Muestra de lámina delgada del nivel Ha-52 inferior. Los puntos marcados como 1, 2 y 3 son los lugares donde se han realizado los análisis químicos semi-cuantitativos de los elementos.

Tabla 8.10. Ha-52 inf. Núcleo (1). Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos y difractograma.

Elemento	[] Ap.	Intensidad Corrn.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	22.73	0.3891	55.83	0.43	75.89
Mg K	0.28	0.5621	0.47	0.07	0.42
Al K	0.40	0.6883	0.56	0.06	0.45
Si K	1.07	0.8021	1.27	0.07	0.98
P K	0.22	1.2143	0.18	0.06	0.12
Ca K	41.75	1.0375	38.47	0.38	20.87
Fe K	2.72	0.8054	3.22	0.13	1.26
Total			100.00		

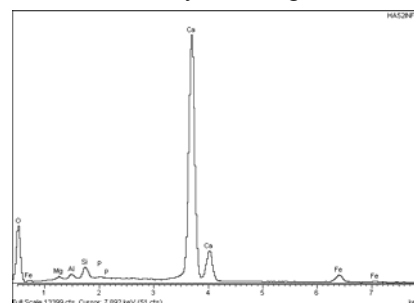


Tabla 8.11. Ha-52 inf. Envuelta intermedia (2). Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos y difractograma.

Elemento	[] Ap.	Intensidad Corrn.	% Peso	% Peso Sigma	% Atómico
O K	39.23	0.8453	42.93	0.43	63.67
Mg K	1.80	0.5459	3.04	0.11	2.97
Al K	5.86	0.6450	8.40	0.14	7.38
Si K	7.35	0.6867	9.90	0.15	8.37
P K	3.54	0.9738	3.36	0.11	2.57
Ca K	8.18	1.0018	7.55	0.12	4.47
Ti K	0.22	0.8451	0.25	0.06	0.12
V K	0.21	0.8549	0.23	0.06	0.11
Fe K	22.55	0.8572	24.33	0.27	10.34
Total			100.00		

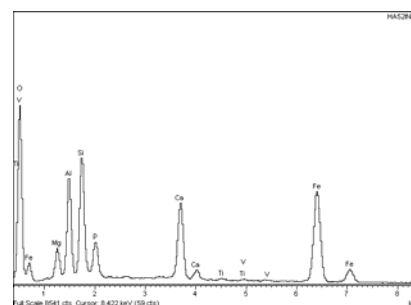
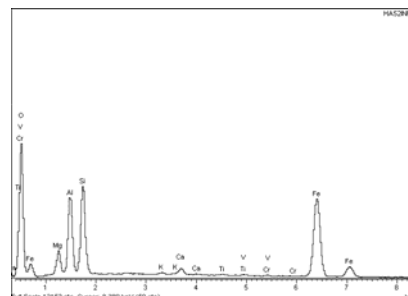
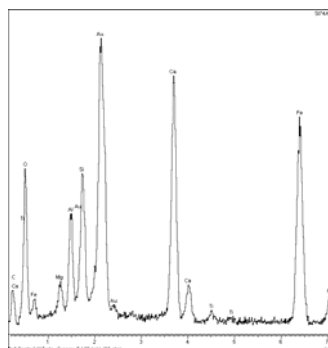


Tabla 8.12. Ha-52 inf. Envuelta más externa (3). Resultados de los análisis químicos semi-cuantitativos y difractograma.

Elemento	[] Ap.	Intensidad	% Peso	% Peso	% Atómico
		Corn.		Sigma	
O K	42.51	1.1161	38.60	0.45	59.69
Mg K	2.12	0.5236	4.10	0.13	4.17
Al K	6.47	0.6144	10.67	0.17	9.79
Si K	7.91	0.6444	12.44	0.18	10.96
K K	0.27	1.0265	0.27	0.06	0.17
Ca K	0.91	1.0051	0.91	0.06	0.56
Ti K	0.20	0.8843	0.23	0.07	0.12
V K	0.16	0.8979	0.18	0.07	0.09
Cr K	0.20	0.9531	0.21	0.07	0.10
Fe K	27.95	0.8743	32.39	0.32	14.35
Total			100.00		



En el nivel Si-74 de la sección de Santa Inés, correspondiente a la Zona Discites del Bajociense basal, han sido seleccionadas unas muestras de levigado. En una de ellas se realizaron análisis químicos que se muestran mediante el difractograma de la figura 8.19. El análisis de una envuelta interna muestra la siguiente relación de elementos en orden decreciente de intensidad: Au (corresponde con el metalizado al que fue sometido el cilindro para su estudio mediante el SEM), Ca, Fe, O, Si y Al como elementos con mayor representación. Corresponden con carbonatos, silicatos de hierro y oxo-hidróxidos de hierro. Con intensidades menos acusadas se reconocen Mg y Ti.

**Fig. 8.19.** Si-74. Difractograma de una envuelta intermedia. El Au corresponde al metalizado.

SECTOR SUROCCIDENTAL

En la sección de Hontoria del Pinar, en el nivel Ht-106, correspondiente a la zona Discites del Bajociense basal, se ha realizado un análisis químico en una envuelta interna, dando como resultado el difractograma de la figura 8.20. Los dos picos principales corresponden con los elementos O y Fe, lo que permite suponer la dominancia de oxo-hidróxidos de hierro. A continuación aparecen por orden decreciente de intensidad Ca, Al y Si; lo cual permite inferir fases silicatadas como bertierina y fases carbonatadas con calcita. De forma accesoria aparecen Mg, P y Ti.

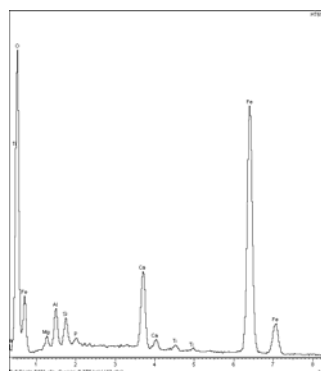


Figura. 8.20. Ht-106. Difractograma de una capa interna de la muestra.

CABO MALA PASCUA (VENEZUELA). MUESTRA ACTUAL.

Gracias a la amabilidad del Doctor Michael Murray Kimberley, se ha podido contar con una de las escasas muestras actuales de ooides ferruginosos para comparar con las partículas encontradas en la zona de estudio. Los análisis realizados sobre estos ooides (figura 8.21) muestran una dominancia de los elementos Fe y Si (el Au corresponde con el metalizado al que fue sometido el cilindro para su estudio mediante el SEM), que en el caso de los ooides actuales corresponden en su totalidad con bertierina. El O también estaría formando parte del silicato. De forma accesoria aparecen Al, Ca y Mg, el primero también corresponde a la fase silicatada, el resto puede formar parte de carbonatos.

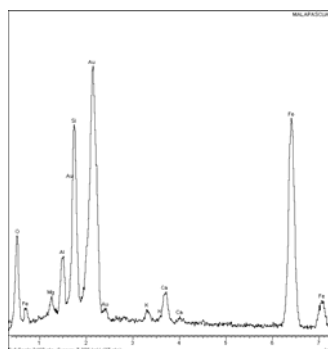


Figura. 8.21. Mala Pascua. Difractograma de una capa interna de la muestra. El Au corresponde al metalizado.

8.3.2.2 ESTUDIOS MORFOMÉTRICOS MEDIANTE SEM

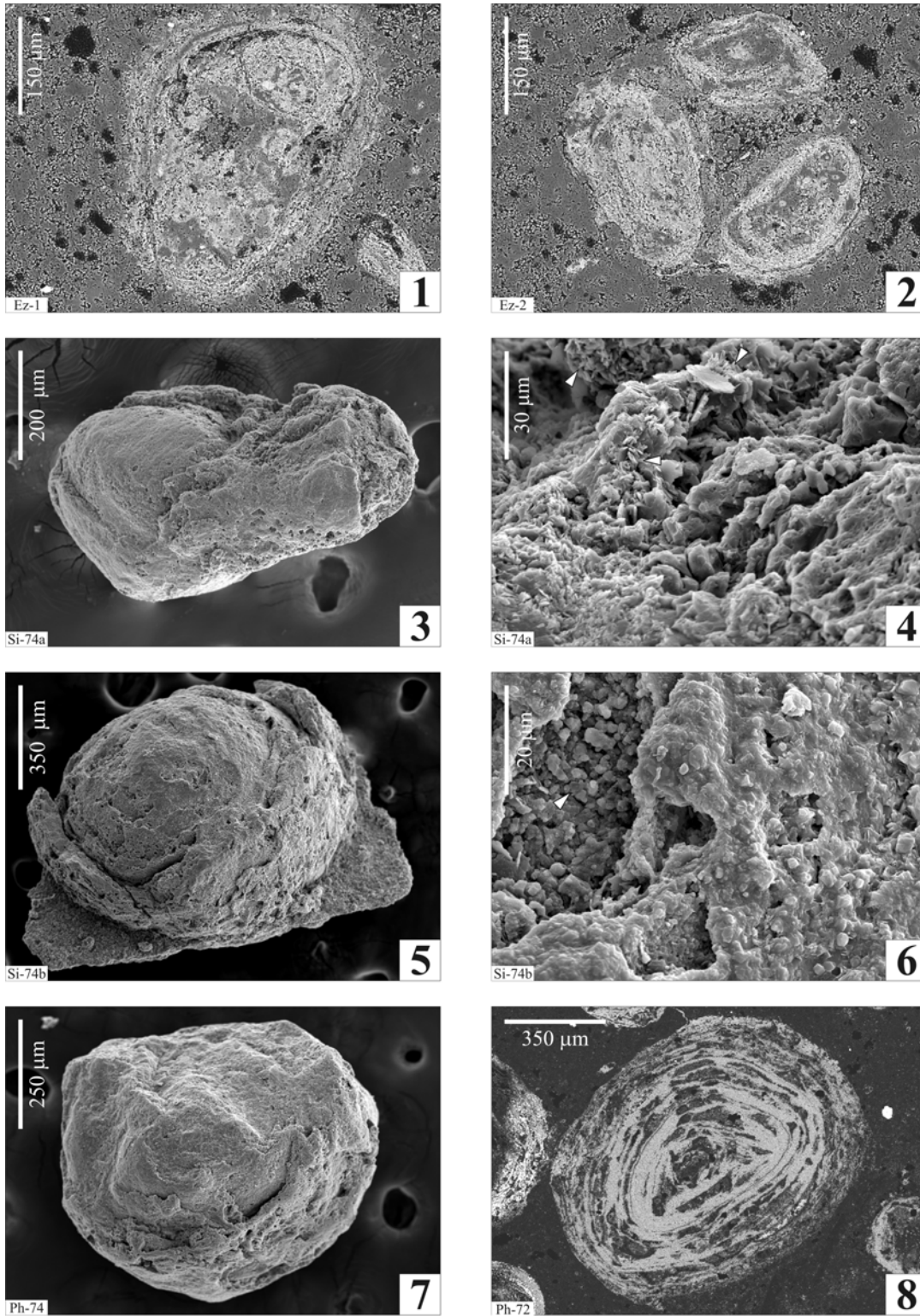
Aparte de realizar estudios químicos semi-cuantitativos puntuales de varias muestras, se han fotografiado los distintos tipos de partículas que se habían reconocido mediante los estudios de microscopía óptica convencional. A continuación se presenta una serie de láminas con fotografías que destacan características importantes de estas partículas ferruginizadas con cubiertas. Se han organizado según los sectores donde aparecen.

Las muestras han consistido tanto en levigados como en láminas delgadas, para poder observar las diferentes características que resalta cada tipo de muestreo. Los levigados permiten ver relaciones en tres dimensiones de las envueltas con respecto a los núcleos. También permiten identificar los cristales de los minerales en tres dimensiones. Las láminas delgadas resaltan los cambios composicionales entre la matriz y las partículas, así como entre los núcleos y las envueltas de estas. Mediante el detector de electrones retrodispersados del microscopio electrónico se aprecia el contraste entre los distintos cationes que conforman las mineralogías respectivas con hierro, calcio y otros elementos. El hierro aparece reflejado con tonos claros (blanco y gris claro), mientras que el calcio de la matriz carbonatada y de los fragmentos de fósiles muestra tonos oscuros (gris oscuro o negro).

Las figuras 8.22 y 8.23 corresponden con muestras del Sector Noroccidental. En ellas se aprecian detalles de la estructura de las envueltas, de la mineralogía y de los núcleos de las partículas ferruginizadas. Las fotografías 1 y 2 de la figura 8.22 corresponden con una lámina delgada de la sección de apoyo de Ezcaray, que se muestreó para comprobar las características de las partículas con cubiertas ferruginosas. Corresponden con la Zona Discites, del Bajociense inferior. Los tipos de partículas estudiadas corresponden con oncoides, ooides y *grapestones*. Las características más significativas de éstas se recogen en los pies de figura.

La figura 8.24 corresponde con muestras del Sector Suroriental. La fotografía 8 ha sido tomada de una muestra que ha recibido un tratamiento químico previo: se ha procedido a eliminar selectivamente la parte carbonatada con un ataque en ácido acético diluido a 10%. Con este tratamiento la mineralogía silicatada sufre transformaciones, pero al disolverse la parte carbonatada, nos permite obtener un molde de la mineralogía ferruginosa. Esta muestra no ha sido analizada con la microsonda debido a los cambios mineralógicos que la afectan, pero nos permite observar las envueltas y la parte del núcleo no carbonatadas tridimensionalmente. Las características más significativas de las fotografías se recogen en los pies de figura.

La figura 8.25 corresponde con muestras del Sector Suroccidental y con una muestra actual de un ooide ferruginoso. Las características más significativas de las fotografías se recogen en los pies de figura.



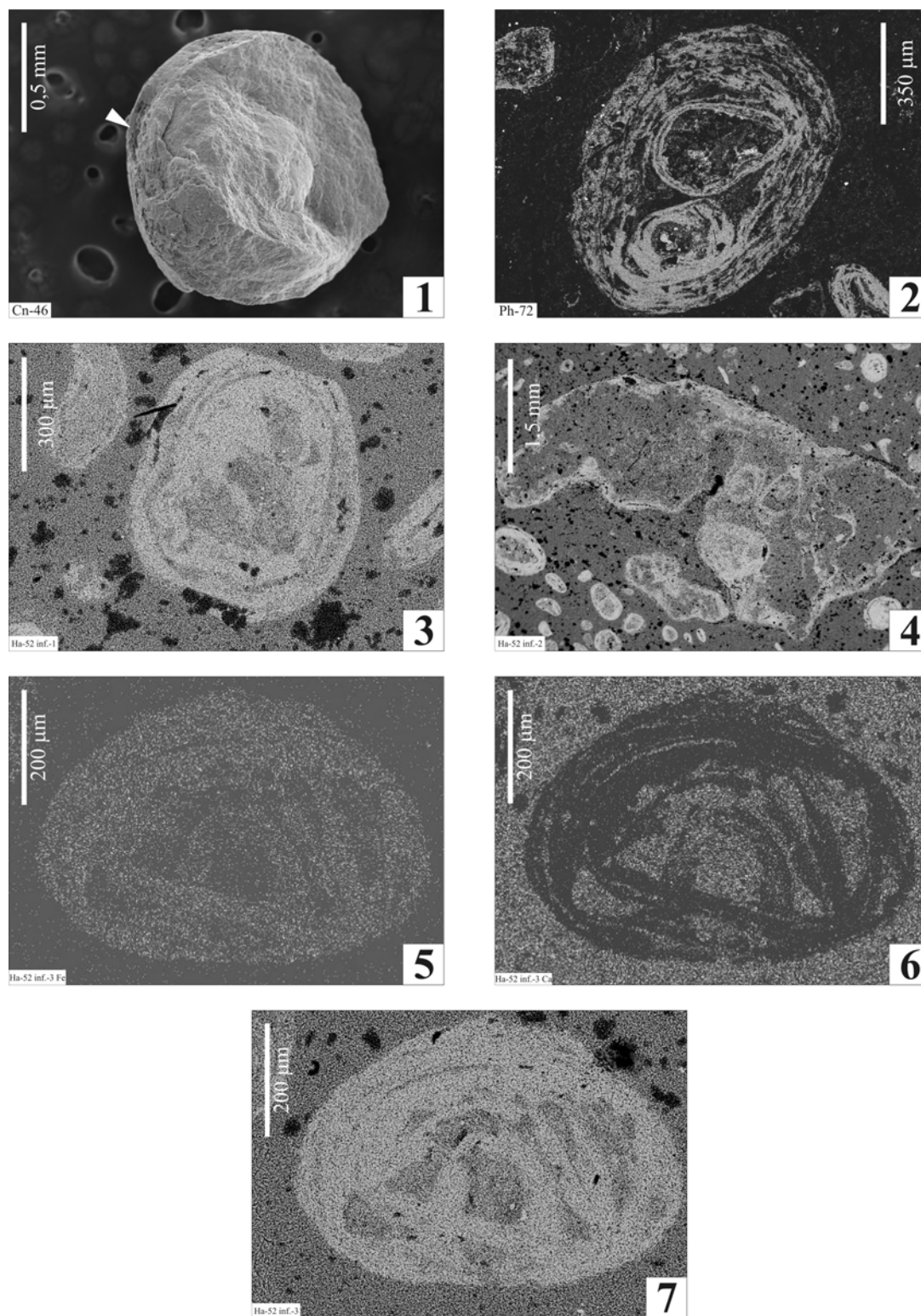


Figura 8.23. Sector Noroccidental. **1.-** Cn-46: Levigado. Partícula ferruginizada fracturada. Se observan en la parte externa algunas envueltas. **2.-** Ph-72: Lámina delgada. Partícula polinucleada elipsoidal. Aparecen dos núcleos tipo oóide, que a su vez están envueltos por capas ferruginizadas. Esta partícula muestra capas irregulares formadas por la aglutinación de organismos incrustantes que han sido ferruginizados (oncoide). **3.-** Ha-52 inf. -1: Lámina delgada. Ooide ferruginoso mononucleado con pocas envueltas. Aparece truncado, como se aprecia en las láminas externas de la parte superior de la partícula. **4.-** Ha-52 inf. -2: Lámina delgada. *Grapestone* ferruginizado parcialmente, que aglutina varios ooides ferruginosos, zona gris corresponde con carbonatos y la blanca con minerales de hierro. Nótese el tamaño de la muestra. **(5-7)** Muestra Ha-52 inf. 3. Se han resaltado respectivamente los cationes de Ca y Fe en las fotografías 5 y 6. **5.-** Mapping del Fe. El tono blanco refleja donde aparece en mayor concentración el hierro. **6.-** Mapping del Ca. El calcio resalta con tonalidad más clara. **7.-** Muestra sin contrastar elementos. Ooide ferruginoso mononucleado.

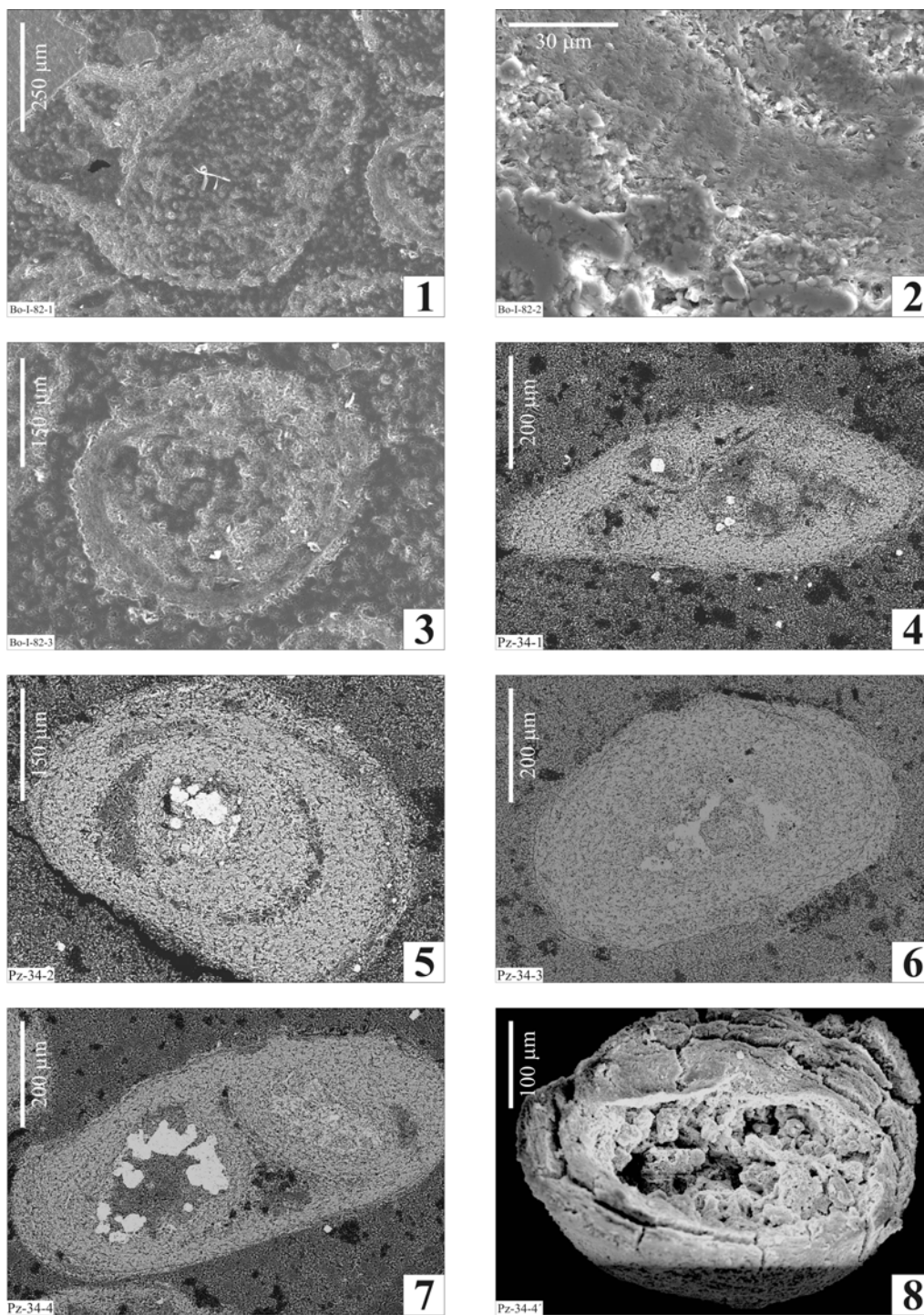


Figura 8.24. Sector Suroriental. **1.-**Bo I-82-1: Lámina delgada. Ooide con un núcleo central de gran tamaño, que aglutina a la izquierda, otros fragmentos calcáreos. Nótese la recrystalización de la matriz y de los núcleos carbonatados. **2.-** Bo I-82-2: Detalle de envueltas de un ooide ferruginoso. Esta lámina está pulida, por ello se observan que las zonas con más relieve están aplanadas. En las zonas algo más hundidas es donde se puede observar la naturaleza laminar de la bertierina. **3.-** Bo I-82-3: Ooide ferruginosos redondeado, que al igual que la matriz circundante aparece recrystalizado. **4.-** Pz-34-1: Lámina delgada. Ooide ferruginoso elipsoidal. El núcleo está poco definido, aunque tiene naturaleza carbonatada. Destaca la presencia de pirita: mineral euédral blanco. **5.-** Pz-34-2: Ooide ferruginoso elipsoidal en cuyo núcleo aparecen cubos de pirita. **6.-** Pz-34-3: Ooide ferruginoso elipsoidal mononucleado. **7.-** Pz-34-4: Ooide ferruginoso elipsoidal polinucleado. El núcleo de la izquierda tiene naturaleza carbonatada, con nucleación de cristales de pirita. El derecho tiene composición silicatada, como las envueltas externas. La parte superior del ooide aparece fragmentada. **8.-** Pz-34-4': Levigado. Muestra tratada químicamente. Se ha procedido a eliminar selectivamente la parte carbonatada con un ataque al 10% en ácido acético. Se observa el hueco que ha quedado tras la disolución del núcleo carbonatado.

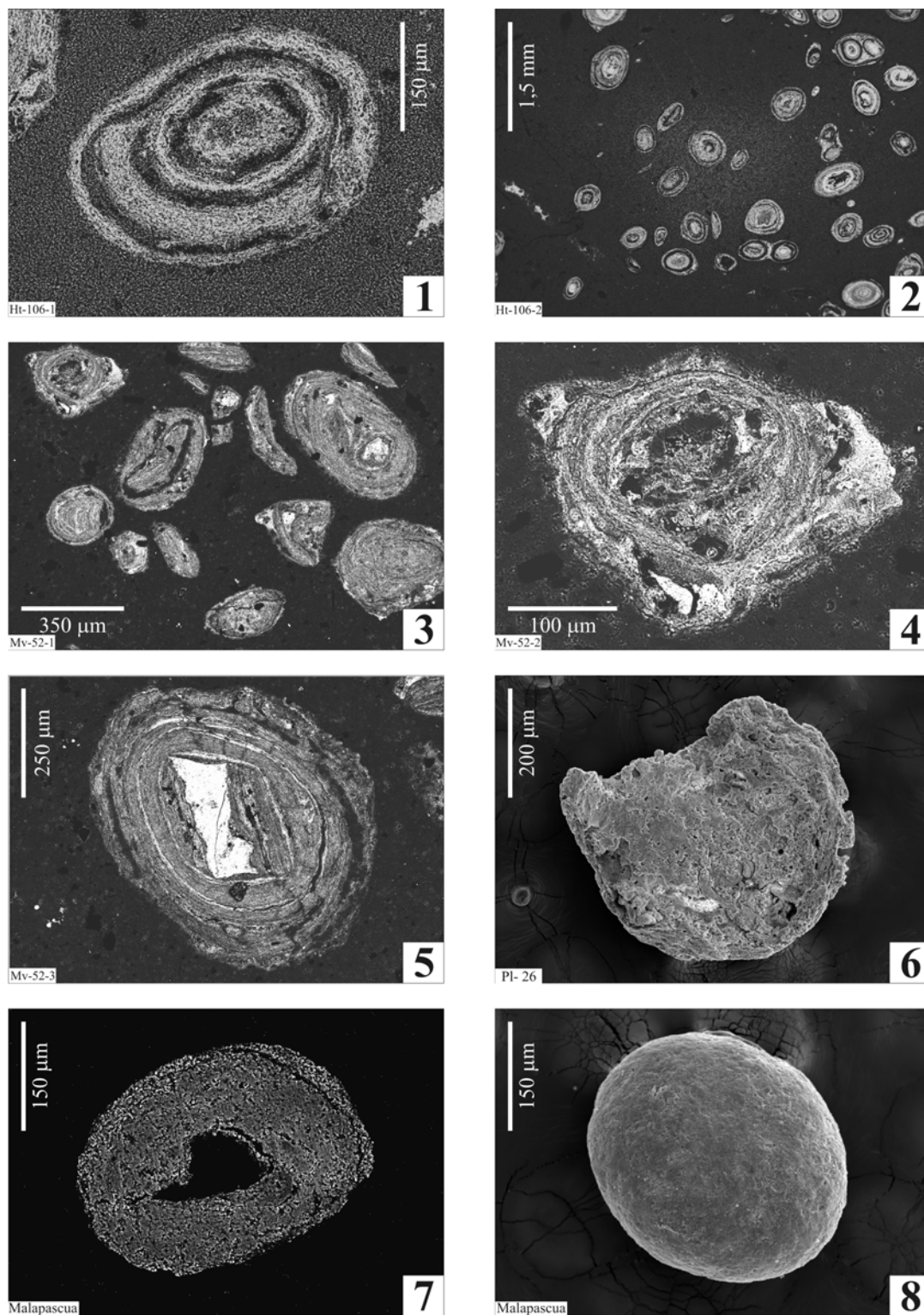


Figura 8.25. Sector Suroccidental y muestra actual (Mala Pascua). **1.-** Ht-106-1: Lámina delgada. Ooide con varias envueltas, una de ellas destacadamente asimétrica. Unas corresponden a mineralogías con hierro (tonos claros) y otras con calcio (tonos más oscuros). **2.-** Ht-106-2: Visión de conjunto de los ooides. Su morfología es elipsoidal y algunos son polinucleados. **3.-** Mv-52-1: Varios tipos de partículas con cubiertas ferruginosas: intraclastos ferruginizados y ooides-oncooides de diversos tamaños. **4.-** Mv-52-2: Detalle de la partícula que aparece en la esquina izquierda superior de la fotografía anterior. Oncoide ferruginizado muy irregular formado por la aglutinación de organismos incrustantes. Los tonos blancos corresponden con óxidos de hierro. **5.-** Mv-52-3: Partícula ferruginizada con envueltas internas alternantes oxidantes (tonos blancos) y reductoras (grises). Las envueltas más externas son tipo oncoide, mientras que el resto configuran un ooide. Nótese que el núcleo está parcialmente oxidado. **6.-** Pl-26: Levigado. Fragmento relativamente homogéneo de una partícula ferruginizada. Se aprecian pocas diferencias composicionales, pero parece existir porosidad. Su morfología es redondeada. **7.-** Mala Pascua: lámina delgada de oolito ferruginoso actual englobado en resina. El núcleo se perdió durante la preparación de la muestra. Se observan envueltas no muy definidas, al no haber sufrido procesos diagenéticos. **8.-** Mala Pascua: Levigado. Ooide ferruginoso actual sub-redondeado.

8.3.3 ESTUDIOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Han sido realizados 14 análisis de difracción de rayos X sobre muestras de roca que contenían partículas con cubiertas ferruginizadas. Se han seleccionado niveles correlacionables en diferentes secciones para poder comparar las características químicas en un rango espacial variado. Fundamentalmente se han analizado los niveles que marcan los límites Aalenense inferior/medio (Zonas Opalinum/Murchisonae) y Aalenense superior/Bajociense inferior (Zonas Concavum/Discites). El estudio se ha centrado principalmente en el sector Suroriental, habiéndose realizado análisis puntuales en los sectores Suroccidental y Noroccidental. Esta elección está motivada por la necesidad de comprobar los cambios mineralógicos en este sector, ya que en los otros sectores los estudios de microscopía óptica convencional permiten una clara identificación de la mineralogía de las partículas ferruginizadas. Las partículas con cubiertas ferruginizadas del sector Suroriental parecen haber tenido una historia secuencial más compleja que los otros sectores, de modo que el estudio de esta zona permite extrapolar las interpretaciones conjuntas (rayos X junto con microscopía óptica) al resto de sectores. Los difractogramas resultantes de estos análisis y su interpretación se muestran en las figuras 8.26, 8.27 y 8.28.

Los análisis sobre la roca total resaltan la composición carbonatada (calcítica) de la matriz, lo cual genera unos picos de gran intensidad en los difractogramas. La proporción de otras fases minerales es comparativamente pequeña en relación con la matriz, apareciendo los picos pertenecientes a otras mineralogías con grados de intensidad menores. Este hecho se acentúa en las fases filosilicatadas. Las arcillas en general suelen ser preparadas según el método de los **agregados orientados**, que permite una acentuación de las reflexiones basales y un ocultamiento de los minerales que no sean filosilicatos. Los análisis que han sido llevados a cabo en este estudio, han pretendido hacer una estimación de todas las posibles mineralogías que aparecen en las muestras, y no únicamente de la fracción filosilicatada. Por ello se han elaborado las denominadas **muestras en polvo**, destinadas al estudio de la composición global de la roca. Una primera interpretación de las mineralogías ha sido realizada por el *software* asociado al Difractómetro de Rayos X del Departamento de Mineralogía y Cristalografía de la Facultad de C.C. Geológicas (U.C.M.). Adicionalmente, se han señalado en los difractogramas los picos de mayor intensidad de los filosilicatos y los oxo-hidróxidos cuya presencia ha sido observada con la microscopía óptica tradicional (bertierina y goetita). Estos difractogramas muestran una descripción cualitativa de la mineralogía de los niveles seleccionados. Para su cuantificación se han utilizado los datos de los análisis geoquímicos, lo cual conjuntamente permite un reconocimiento de las fases minerales que aparecen, junto con su proporción en la roca total (Tablas 8.13, 8.14, 8.15 y 8.16).

En todos los difractogramas aparecen de forma muy acusada los picos de difracción de la calcita. El resto de mineralogías aparecen con intensidades menores. En muchos casos a pesar de existir evidencias observadas sobre láminas delgadas de la presencia de bertierina, no se evidencian las reflexiones correspondientes a dicho mineral. Esto podría ser debido a un enmascaramiento por parte de la calcita (mineralogía no silicatada dominante) o por no ser detectable al estar presente en una concentración baja. Otras mineralogías que han sido detectadas frecuentemente son la goetita y el cuarzo. En casos puntuales se han reconocido otros silicatos: glauconita y caolinita.

La figura 8.26 muestra los difractogramas de los análisis situados en los alrededores de Soria. Los niveles estudiados de las secciones de Aldealpozo y Pinilla del Campo (Figura 8.26, 1-2 y

5-6 respectivamente) son muy similares mineralógicamente. Muestran un predominio de la calcita frente a otras fases minerales. Se detecta cuarzo, que podría formar parte de fases silicatadas o corresponder con el cuarzo detrítico que se observa en baja proporción mediante microscopía óptica. Las reflexiones basales correspondientes a la bertierina no son acusadas, pero se puede intuir ciertos picos de baja intensidad en esos espaciados basales. La sección de Pozalmuro es significativamente diferente de las anteriormente mencionadas (Fig. 8.26, 3-4). La mineralogía es más diversa y los silicatos muestran unas reflexiones más definidas e intensas. Junto con la calcita y el cuarzo se observa claramente la presencia de bertierina, y en el caso del nivel Pz-34 también la de caolinita. Acompañando a esta paragénesis mineral aparecen óxidos e hidróxidos de hierro con la signatura de la goetita.

Los alrededores del Moncayo muestran características homogéneas (Fig. 8.27, 1-6; Fig. 8.28, 1-2), presentando mineralogías con calcita y trazas de bertierina. La muestra Bo II-45 (Fig. 8.27, 3) corresponde con un nivel margoso y parece registrar la presencia de glauconita, efecto que no parece evidenciarse en los niveles calcáreos. En estos últimos tampoco aparecen intensidades de las reflexiones del cuarzo similares a las alcanzadas en la muestra, lo que parece enfatizar también el carácter detrítico del nivel estudiado. En la muestra MI-39.2 (Fig. 8.28, 2) se observan reflexiones correspondientes a la goetita que alcanzan intensidades considerables. Este nivel corresponde con una costra ferruginosa.

La muestra Ha-54 (Fig. 8.28, 3) es representativa de las partículas con cubiertas bien desarrolladas ferruginizadas de la totalidad del sector Noroccidental. Se aprecia que junto a la calcita aparecen tanto bertierina como goetita, lo cual se constata además mediante las técnicas microscópicas de luz transmitida.

La muestra Ht-106 (Fig. 8.28, 4) es la que representa al Sector Suroccidental, es similar al Sector Suroriental. La calcita aparece acompañada trazas de bertierina. La diferencia más notable con el Sector Suroriental es la presencia de goetita, como ocurría de forma puntual en las secciones de Pozalmuro y Malanquilla.

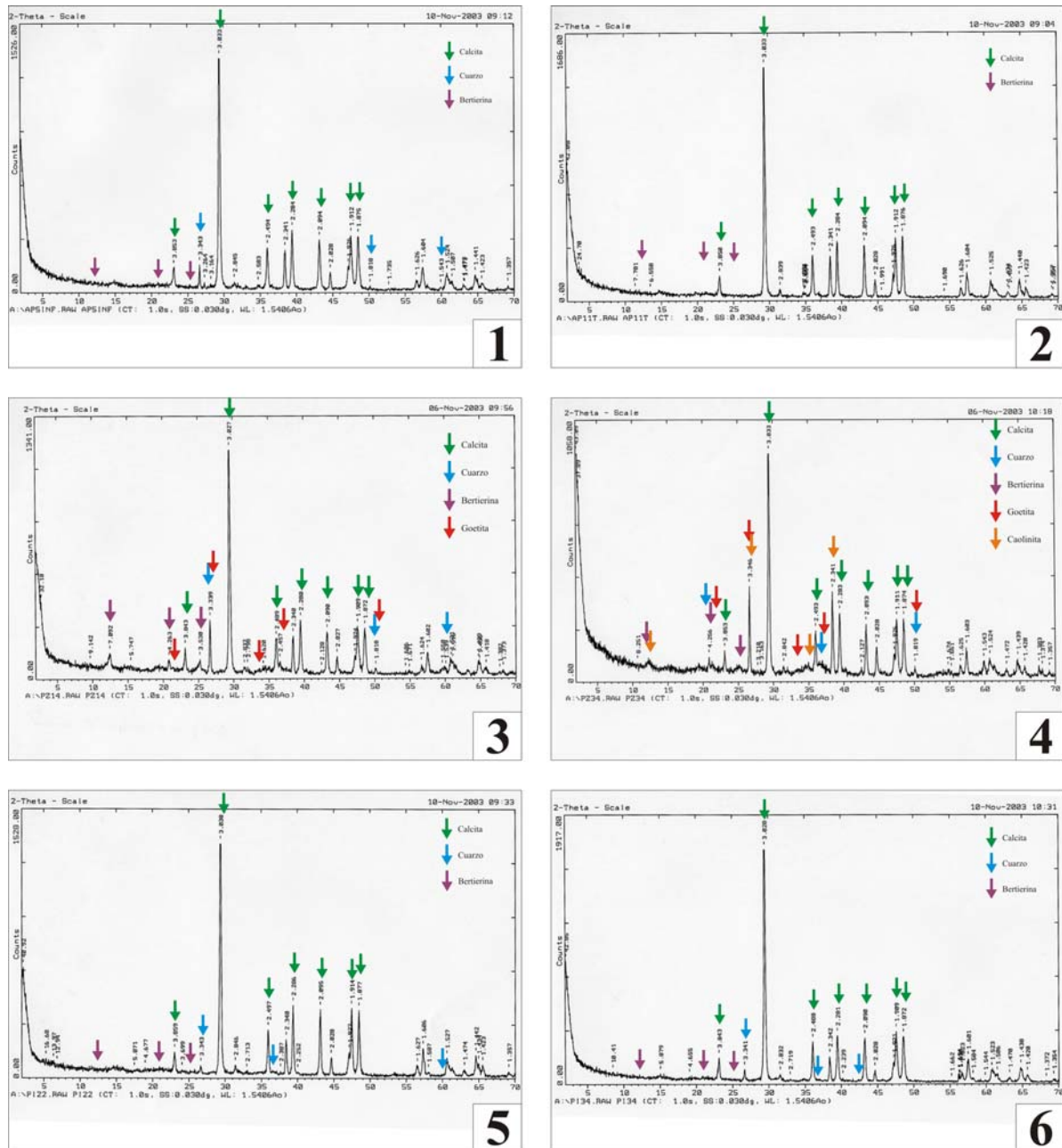


Figura 8.26. 1: Ap-17 inf. (Z. Murchisonae-Bradfordensis). Se identifican calcita y cuarzo. Las reflexiones de la bertierina son débiles; 2: Ap-20 medio (Z. Concavum; Sz. Concavum). Se identifica calcita. Las flechas señalan donde estarían algunas reflexiones características de la bertierina, que no aparecen (microfacies A3 *mudstone* con ooides disueltos); 3: Pz-14 (Z. Opalinum; Sz. Comptum): Se identifican calcita y bertierina (nótese la reflexión $20=12,3$ equivalente a $d=7\text{\AA}$). Las reflexiones del cuarzo y la goetita están definidas, y en ocasiones pueden estar muy próximas; 4: Pz-34 (Z. Concavum; Sz. Concavum): Se identifican calcita, bertierina y caolinita. La goetita y el cuarzo muestran reflexiones típicas de cada mineral, que en ocasiones están muy próximas; 5: Pi-22 (Z. Murchisonae-Bradfordensis, parte basal). Se identifican calcita y cuarzo. Las reflexiones de la bertierina son débiles; 6: Pi-34 (Z. Murchisonae-Bradfordensis, techo): Se identifican calcita y cuarzo. Las reflexiones de la bertierina son débiles.

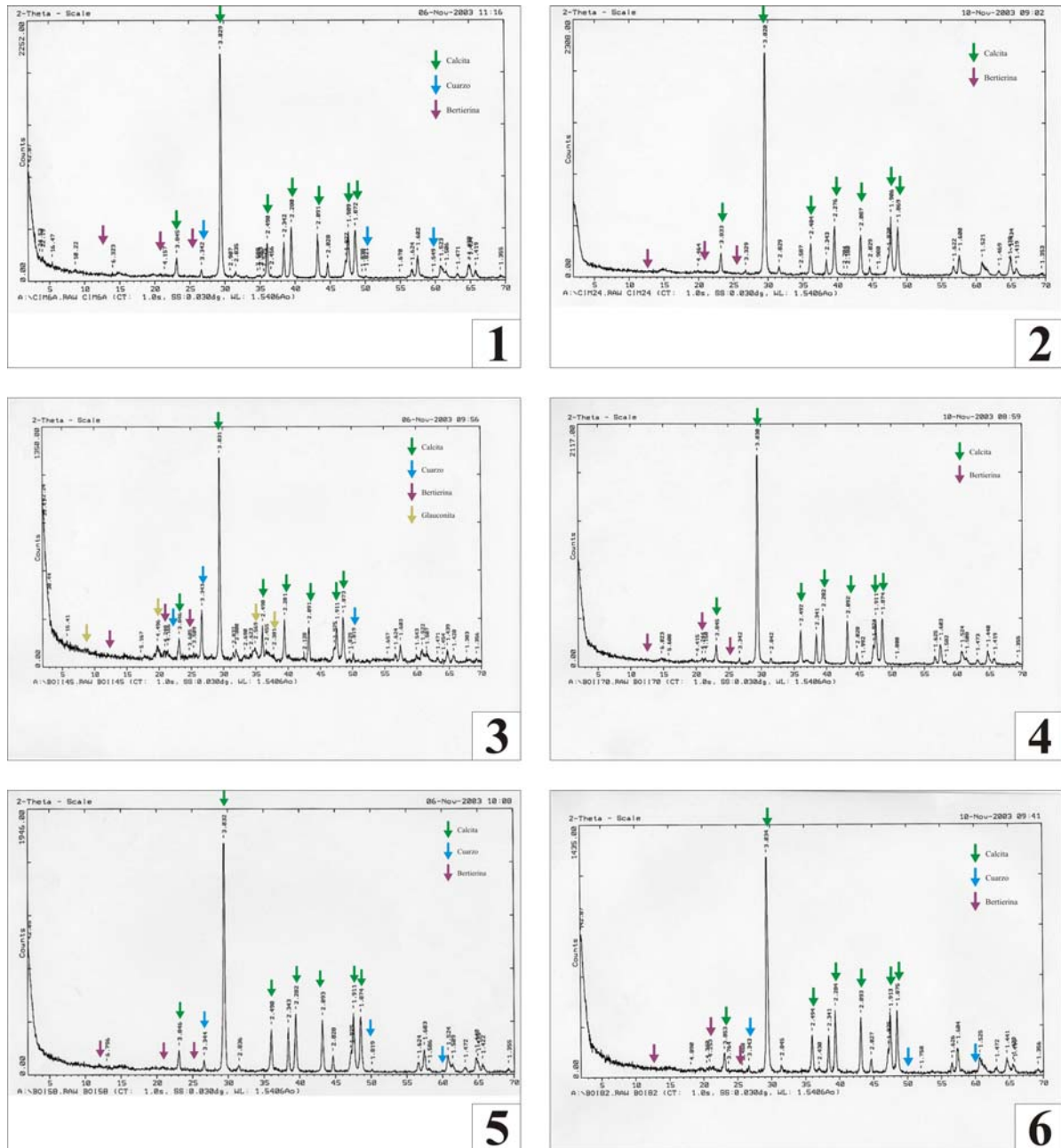


Figura 8.27. 1: Ci-36a (Z. Opalinum; Sz. Comptum). Se identifican calcita y cuarzo. Las reflexiones de la bertierina son débiles; 2: Ci-54 (Z. Discites). Se identifica calcita. Las flechas señalan donde estarían algunas reflexiones características de la bertierina, que no aparecen (microfacies A3 *mudstone* con ooides disueltos); 3: Bo II-45 (Z. Murchisonae-Bradfordensis): Se identifica calcita. Aparecen con menor intensidad cuarzo, bertierina y glauconita; 4: Bo II-70 (Z. Discites): Se identifica calcita. Las reflexiones de la bertierina son débiles; 5: Bo I-58 (Z. Opalinum; Sz. Comptum). Se identifica calcita. Las reflexiones de la bertierina y el cuarzo son débiles; 6: Bo I-82 (Z. Discites): Se identifica calcita. Las reflexiones de la bertierina y el cuarzo son débiles.

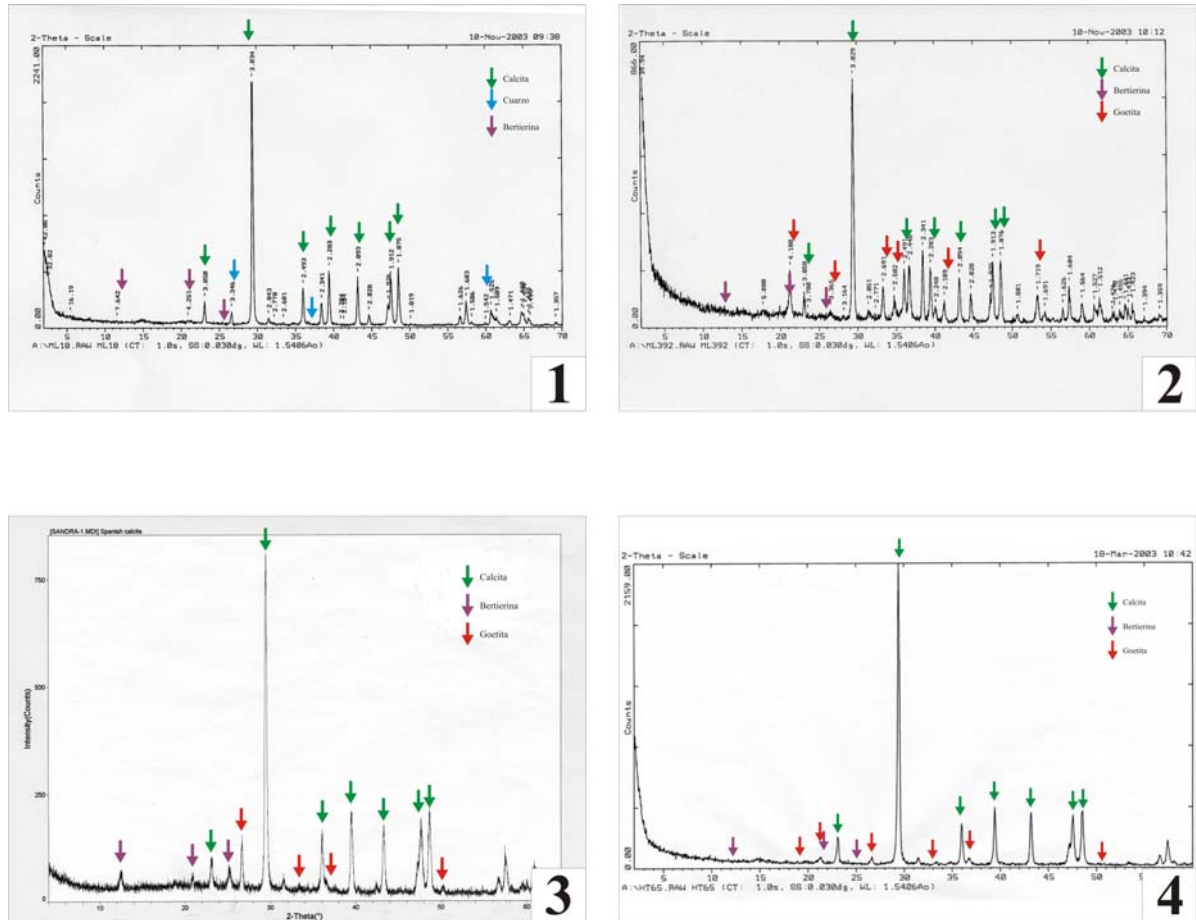


Figura 8.28. 1: ML-18 (Z. Opalinum; Sz. Comptum). Se identifican calcita y cuarzo. Las reflexiones de la bertierina son débiles; 2: ML-39.2 (Z. Discites). Se identifican calcita y goetita. Las reflexiones características de la bertierina son débiles; 3: Ha-54 (Z. Discites): Se identifican calcita, bertierina y goetita; 4: Ht-106 (Z. Discites): Se identifican calcita y goetita. Las reflexiones de la bertierina son débiles.

8.3.4 ESTUDIOS GEOQUÍMICOS: ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TRAZA

Los análisis químicos se han realizado sobre roca total, en 12 muestras en las que aparecen partículas ferruginizadas representativas de todos los sectores. Los resultados obtenidos (elementos mayores y menores) se muestran en la tabla 8.13. Mediante el uso de un programa informático programado por el Doctor Michael Murray Kimberley se ha procedido a obtener una secuencia de precipitación de los minerales que *a priori* se sabe que aparecen en las muestras, ya que o han sido directamente observados mediante microscopía óptica o han sido identificados por los análisis de rayos X. Este método nos cuantifica la proporción de cada mineral en cada muestra. La secuencia de extracción de los elementos en fases minerales ha sido la siguiente: ilmenita, apatito, bertierina, caolinita, calcita, goetita y cuarzo. Como se anota en la tabla 8.13, el hierro que reflejan los análisis es el hierro total, por lo que no se ha procedido a distinguir entre el elemento en estado oxidado y en estado reducido. Se ha procedido a suplir este inconveniente suponiendo la fase predominante como reductora en origen, ya que asumimos que la bertierina en medios oxidantes se oxida a goetita. En todas las muestras se reconocen ambas mineralogías, pero en muchas ocasiones se observa que las partículas ferruginizadas vistas al microscopio tienen mayor cantidad de bertierina. Posteriormente se ha procedido a transformar los valores de porcentajes minerales en peso a porcentaje mineral en el volumen total de muestra, ya que es más inmediato tener una visión de qué cantidad de la roca representa cada mineral. Para ello se han tenido en cuenta las siguientes fórmulas y pesos moleculares:

- Cuarzo (SiO_2). Peso molecular 60,086
- Calcita (CaCO_3). Peso molecular 100, 091
- Goetita (FeOOH). Peso molecular 88,85
- Bertierina ($\text{Fe}^{2+}_{1,81}, \text{Fe}^{3+}_{0,23}, \text{Al}_{0,38}, \text{Mg}_{0,53}, \text{Si}_{1,52}, \text{Al}_{0,48}, \text{O}_5, (\text{OH}_4)$). Peso molecular 351,343
- Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Peso molecular 210,132
- Apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$). Peso molecular 703,538
- Ilmenita (FeTiO_3). Peso molecular 151,75

Las tablas 8.14 a 8.16 reflejan el contenido mineral en cada una de la muestras estudiadas según los sectores donde se encuentran.

En el Sector Suroriental el mineral predominante es la calcita (> 65%), ya que la matriz de la roca, así como la mayor parte de los componentes aloquímicos son calcáreos. El siguiente mineral que aparece según la abundancia es la bertierina. En relación con la calcita está en baja proporción (aproximadamente un 10% de bertierina), pero es congruente con la proporción aloquímicos frente a ortoquímicos y matriz. Los silicatos como el cuarzo o la caolinita aparecen en tercer lugar, con porcentajes inferiores por lo general al 5%. De forma accesoria, aparecen mineralogías que contienen P y Ti, como el apatito y la ilmenita (< 3%).

En el Sector Noroccidental el mineral mayoritario es de nuevo la calcita (normalmente > 70%), con la excepción de la muestra de Huerta de Arriba, donde la bertierina es más abundante. La bertierina aparece en proporciones en torno al 10% de la roca total, con oscilaciones en cada muestra. A continuación, las mineralogías que aparecen son el cuarzo y la caolinita (en torno al 5%) y, por último, aparecen apatito e ilmenita (< 2%).

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ha52sup	24,81	9,15	18,87	0,039	2,63	20,39	0,08	0,25	0,707	0,48	21,39	98,79	113	178	18	6	185	-1	739
Ht65	5,08	2,35	8,58	0,047	0,73	44,04	0,09	0,36	0,160	0,22	37,56	99,21	52	165	10	2	26	-1	302
Cn30	8,24	2,62	4,23	0,052	0,86	44,60	0,12	0,39	0,175	0,36	36,97	98,63	43	349	12	3	49	-1	99
Ha54	15,08	5,97	12,81	0,065	1,81	33,73	0,08	0,20	0,405	0,08	28,35	98,58	50	225	13	7	106	-1	338
Cn46	5,26	1,93	3,01	0,095	0,84	47,60	0,11	0,32	0,096	0,26	39,49	99,01	41	332	13	2	20	-1	65
Vy58sup	5,91	1,94	2,37	0,061	0,96	48,48	0,10	0,31	0,073	0,16	39,27	99,64	853	579	12	2	18	-1	37
Ph74d	6,42	3,13	5,98	0,077	1,19	45,32	0,10	0,16	0,152	0,07	36,04	98,65	34	401	11	3	30	-1	210
Vy56	12,06	4,64	7,67	0,054	2,83	37,74	0,06	0,38	0,287	0,14	33,90	99,77	37	313	13	4	81	-1	207
Mv52	9,30	2,53	2,52	0,052	0,90	47,89	0,04	0,48	0,167	0,70	34,13	98,70	29	267	10	3	52	-1	141
Boll70	2,59	1,60	3,39	0,024	0,44	51,41	0,02	0,14	0,073	0,24	39,17	99,08	15	157	21	2	11	-1	116
Si74	9,84	3,81	7,99	0,100	1,58	45,36	0,04	0,07	0,250	0,84	29,80	99,69	14	375	16	4	57	-1	261
Pz34	14,10	5,02	8,58	0,083	1,37	41,99	0,03	0,32	0,361	1,11	25,89	98,84	47	259	23	6	60	-1	198

Tabla 8.13. Resultados Fusion-ICP Elementos mayores y menores. Los valores de los óxidos están expresados en porcentaje en peso y los elementos menores están expresados en partes por millón. El Fe₂O₃ de los estándar utilizados para calibrar es el Fe₂O₃ Total y no se ha ajustado para el FeO.

En el Sector Suroccidental la calcita es el mineral más abundante, seguido de la bertierina. Los minerales accesorios incluyen caolinita y cuarzo, que aparecen en proporciones en torno al 2% de media, y apatito e ilmenita con valores menores al 0,4%.

Tabla 8.14. Porcentaje en volumen de las diferentes mineralogías encontradas en el Sector Suroriental.

% Volumen		
Minerales	Pz-34	Bo II-70
Cuarzo	6,1	0
Calcita	67,5	90,8
Goetita	0	0,2
Bertierina	17,4	7,2
Caolinita	5,8	1,2
Apatito	2,6	0,5
Ilmenita	0,7	1

Tabla 8.15. Porcentaje en volumen de las diferentes mineralogías encontradas en el Sector Noroccidental.

% Volumen								
Minerales	Cn-30	Cn-46	Ha-52 sup	Ha 54	Vy-56	Vy-58	Ph-74 d	Si-74
Cuarzo	4,3	2,4	10	5	4,9	3,1	1,3	3,3
Calcita	82,2	88,3	37,5	61,3	72,6	88,4	82,3	75,2
Goetita	0	0	0	0	0	0	0	0
Bertierina	8,8	6,3	40,5	27	16	5	12,5	15,9
Caolinita	3,4	2,4	9,4	5,6	5,6	2,8	3,4	3,5
Apatito	0,9	0,5	1,1	0,4	0,4	0,5	0,2	1,8
Ilmenita	0,3	0,1	1,4	0,7	0,5	0,1	0,3	0,4

Tabla 8.16. Porcentaje en volumen de las diferentes mineralogías encontradas en el Sector Suroccidental

% Volumen		
Minerales	Ht-65	Mv-52
Cuarzo	0,9	4,9
Calcita	84,1	72,6
Goetita	0	0
Bertierina	12,3	16
Caolinita	1,9	5,6
Apatito	0,5	0,4
Ilmenita	0,3	0,5

8.3.5 ESTUDIOS GEOQUÍMICOS DE LOS ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS (*RARE EARTH ELEMENTS* REE)

El estudio de los elementos de las tierras raras permite realizar inferencias en cuanto a la procedencia de los materiales. En el trabajo de McLennan (1989) se explican las características principales de los elementos de las tierras raras, junto con las aplicaciones que conllevan. La composición de los sedimentos es un reflejo de la fuente o proveniencia de éstos, y por lo tanto, nos permite examinar las relaciones entre composiciones que provienen de la corteza superior y la naturaleza y distribución de los sedimentos. Los procesos sedimentarios (alteración, erosión, selección sedimentaria y diagénesis) implican generalmente interacciones roca/agua y provocan cambios químicos importantes. Por tanto, la composición de las rocas sedimentarias proporciona información sobre la naturaleza y el quimismo de esas interacciones, como composiciones de los fluidos implicados, ratios fluido/roca y mecanismos de movilidad en medios corticales. En este contexto, la distribución de los elementos de las tierras raras en rocas sedimentarias han tenido un papel importante. Existen relaciones generalizadas entre los procesos de formación (y composición total) en sistemas ígneos, y las distribución de los elementos de las tierras raras en ellos. Dado que los elementos de las tierras raras no se fraccionan fácilmente durante la sedimentación, los patrones sedimentarios de los elementos de las tierras raras podrían proporcionar un índice de composiciones medias de procedencia. Cabría esperar por lo tanto, un reflejo en las rocas sedimentarias de posibles influencias ígneas. Partiendo de esta base, trataremos de contrastar si los patrones de los elementos de tierras raras que aparecen en los sedimentos que contienen partículas ferruginizadas, son congruentes con una fuente del hierro hidrotermal o volcánica. Esto es fundamental para poder discriminar si el elemento tiene un origen primario ígneo, o si por el contrario proviene de procesos de alteración de suelos continentales, donde los procesos de alteración han tenido un papel importante.

Los elementos de las tierras raras están comprendidos entre los lantánidos: La-Lu, junto con el Y y el Sc (Figura 8.29). El comportamiento del Y se parece a los lantánidos pesados Dy-Ho mientras que el Sc es un ión mucho más pequeño, con un comportamiento geoquímico diferente a otros elementos de las tierras raras. La mayoría de las discusiones en geoquímica sólo incluyen como elementos de las tierras raras la serie La-Lu y el Y.

IA 1																												IIA 2																IIIA IVA VA VIA VIIA 13 14 15 16 17						VIIIA 18					
1	H																	3	Li	Be																	13	B	C	N	O	F	Ne	2											
Hidrogeno																																				Boro Carbono Nitrogenio Ossigeno Fluoro																		Helio	
2	Li	Be																	9	Ba	10	Ca	11	Sc	12	Ti	13	V	14	Cr	15	Mn	16	Fe	17	Co	18	Ni	19	Cu	20	Zn	21	Ga	22	Ge	23	As	24	Se	25	Br	26	Kr	
Litio Berilio																																				Cadmio Zinco																		Kriptone	
3	Na	Mg																	19	K	20	Ca	21	Sc	22	Ti	23	V	24	Cr	25	Mn	26	Fe	27	Co	28	Ni	29	Cu	30	Zn	31	Ga	32	Ge	33	As	34	Se	35	Br	36	Kr	
Sodio Magnesio																		IIIB IVB VB VIB VIIB ← VIIB → IB IIB																		Alluminio Silicio Fosforo Zolfo Cloro Argon																		Potassio	
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	55	Cs	56	Ba	57	La	58	Ce	59	Pr	60	Nd	61	Pm	62	Sm	63	Eu	64	Gd	65	Tb	66	Dy	67	Ho	68	Er	69	Tm	70	Yb	71	Lu			
Potassio Calcio Scandio Titanio Vanadio Cromo Manganesa Ferro Nichel Cobalto Rame Zinco Gallio Germanio Arsenico Selenio Bromo Kriptone																																				Stronzio Zirconio Niobio Molibdeno Tecnicio Rutenio Rodio Palladio Argento Cadmio Indio Stagno Antimonio Tellurio Iodio Xenone																		Francio	
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	87	Fr	88	Ra	89	Ac	90	Th	91	Pa	92	U	93	Np	94	Pu	95	Am	96	Cm	97	Bk	98	Cf	99	Es	100	Fm	101	Md	102	No	103	Lr			
Rubidio Stronzio Yttrio Zirconio Niobio Molibdeno Tecnicio Rutenio Rodio Palladio Argento Cadmio Indio Stagno Antimonio Tellurio Iodio Xenone																																				Bario Radium Actinio Torio Protattinio Uranio Neptunio Plutonio Americio Curio Berkelio Californio Einsteinio Fermio Mendelevio Nobelio Lawrencio																		Raffaello	
6	Cs	Ba																	89	Ac	90	Th	91	Pa	92	U	93	Np	94	Pu	95	Am	96	Cm	97	Bk	98	Cf	99	Es	100	Fm	101	Md	102	No	103	Lr							
Cesio Bario Serie del Actinoidi																		Hafnio Tantalio Wolframio Rutenio Osmio Iridio Platino Oro Mercurio Talio Piombo Bismuto Polonio Astatio Francio																		Francio																			
7	Fr	Ra																	104	Rf	105	Db	106	Sg	107	Bh	108	Hs	109	Mt	110	Ds	111	Rg	112	Cn	113	Nh	114	Fl	115	Mc	116	Lv	117	Ts	118	Og							
Francio Radium																		Ununquadrupolium Unpentapopulum Unsextupolium Unheptapopolium																																				Oganesson	

Figura 8.29. Tabla periódica de los elementos donde se destacan las tierras raras (serie del lantano o lantánidos) y elementos afines.

En las condiciones de presión y temperatura de la Tierra los elementos de las tierras raras aparecen por lo general en un estado trivalente. Hay dos excepciones: 1) en condiciones reductoras (manto o corteza inferior) el Eu presenta estado divalente, su radio es muy similar al del Sr, así que le sustituye a menudo en los feldespatos (plagioclasas Ca); 2) en condiciones oxidantes el Ce 3+ puede oxidarse a estado 4+. El único medio en la Tierra donde tiene lugar esta reacción a gran escala es en medio marino asociado con la formación de nódulos de manganeso. El llamativo descenso del Ce en las aguas oceánicas (y fases precipitadas en equilibrio con estas) es consecuencia inmediata de esta reacción.

Con la excepción de estas anomalías, son un grupo muy coherente de elementos. Existe un decrecimiento regular del radio iónico desde el La hasta el Lu. La combinación de carga y tamaño de los cationes restringe la entrada de los elementos de las tierras raras a formar parte de los minerales comunes. Los análogos más cercanos son el Ca y el Na. En los minerales mayoritarios formadores de rocas en los cuales los elementos de las tierras raras pueden tener concentraciones significativas, sustituyen principalmente al Ca.

La fusión parcial de rocas del manto o de la corteza tiende a enriquecer los elementos de las tierras raras ligeros (La-Sm) frente a los pesados (Gd-Lu). Los elementos de las tierras raras no son fácilmente fraccionables durante la sedimentación, así sus patrones proporcionan un índice de las composiciones medias de su procedencia.

Para rocas sedimentarias detríticas, los patrones de los elementos de las tierras raras reflejan por lo general la composición promedio de la procedencia si no existen problemas derivados por la presencia de minerales pesados (Figura 8.30). La mayoría de las rocas sedimentarias preservadas han tenido una historia de reciclamiento sedimentario extensa y significativa (Veizer y Jansen, 1979; 1985), lo cual facilita la mezcla y homogenización de los elementos de las tierras raras y otras improntas geoquímicas. Sin embargo, en los lugares donde los procesos de reciclaje son menos eficientes, o dónde cierto tipo de litología domina en los aportes, los patrones de los elementos de las tierras raras variarán de los estándares que se usan para normalizar con rocas sedimentarias (PAAS: Post-Archean Australian Average Shale). Esto es lo que sucede en muchos puntos tectónicos volcánicamente activos.

Los estudios que han tenido en cuenta la relación entre los patrones sedimentarios de los elementos de las tierras raras y el contexto en la tectónica de placas no son abundantes (Bhatia, 1985; White *et al.*, 1985; Sholkovitz, 1988; Hu *et al.*, 1988). Para McLennan (1989) es prematuro el establecimiento de un esquema para discriminar un contexto en la tectónica de placas de los patrones de los elementos de las tierras raras. La base de datos de éstos en rocas sedimentarias es escasa, y los estudios que examinan las relaciones entre tectónica y la geoquímica de las tierras raras en sedimentos no son muchos. Tampoco existen numerosos estudios que documenten las relaciones sistemáticas entre sedimentos modernos de contexto tectónico concreto y la geoquímica de los elementos de las tierras raras. La mayoría de los estudios se han realizado en sedimentos antiguos donde el contexto tectónico se ha interpretado en relación a otras evidencias. Además los sedimentos pueden cruzar límites tectónicos, así que no necesariamente tienen que ser indicativos del contexto tectónico de deposición. Incluso los intentos de discriminación del contexto tectónico de las rocas ígneas basándose en las señales de elementos traza, ha demostrado que muchas relaciones son muy complejas y que cabe esperar la existencia de muchas excepciones.

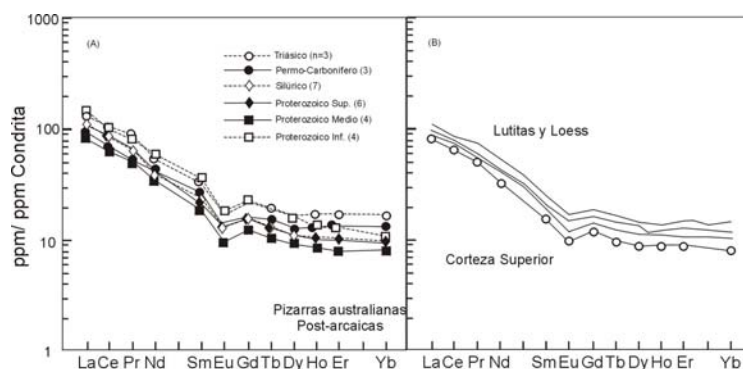


Figura 8.30. Patrones de los elementos de tierras raras de rocas sedimentarias y metasedimentos de varias edades (A) y los patrones de varios compuestos normalizados a la condrita (B). Modificado de McLennan (1989).

Se han realizado análisis de los elementos de las tierras raras (REE) sobre 5 muestras específicamente seleccionadas de los distintos sectores con partículas con cubiertas ferruginosas. Este tipo de analítica es costosa y existe cierta polémica en las interpretaciones que se realizan de los análisis obtenidos. El objetivo que nos ha impulsado a realizar los análisis de los elementos de las tierras raras ha sido tratar de encontrar un patrón común entre las muestras de carbonato con partículas con cubiertas ferruginosas y otros patrones ya establecidos para determinado tipo de sedimentos o rocas volcánicas. Para poder comparar nuestros resultados con los de otros autores es necesario llevar a cabo un proceso de normalización (comparación con un estándar). Hemos seleccionado dos estándares para tal efecto, el patrón promedio de los REE normalizados a la condrita, que es prácticamente paralelo a las abundancias primordiales de la nébula solar y a la composición media de la tierra, y el PAAS (Post-Archean Australian Average Shale), que es un buen patrón para normalizar, ya que equivaldría a la composición media de la corteza continental. Los valores de la condrita y del PAAS han sido tomados de los publicados en Taylor y McLennan (1985). La notación REE N implica que es un elemento normalizado al estándar que se especifique. Los valores obtenidos mediante la técnica de ICP-MS, medidos en partes por millón (ppm), se muestran en la tabla 8.17.

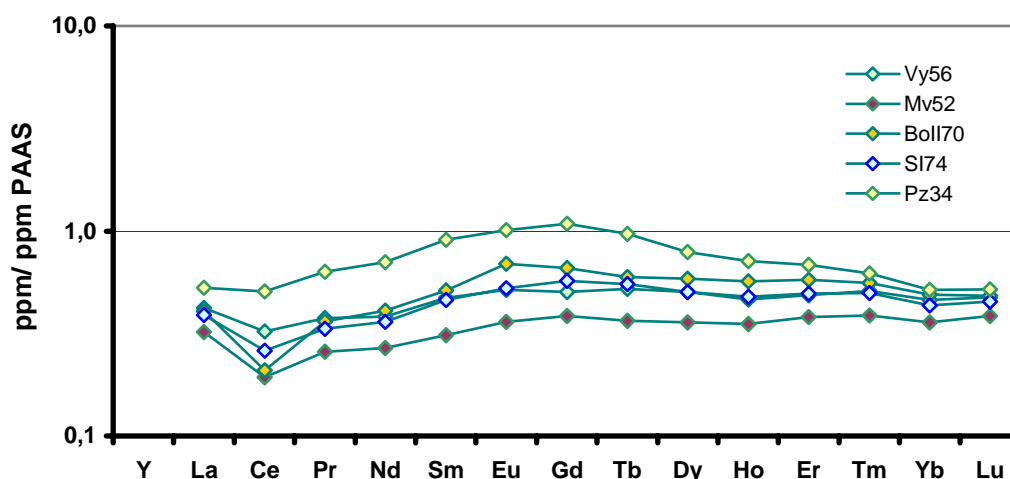
Tabla 8.17. Resultados de los análisis de los elementos de las tierras raras en los niveles con partículas con cubiertas ferruginosas en la zona de estudio en ppm.

	Vy-56	Mv-52	Bo II-70	Si-74	Pz-34
La	16,0873	12,2630	15,5216	14,8929	20,1411
Ce	25,8094	15,4250	16,6562	20,7132	40,4280
Pr	3,3171	2,2810	3,2042	2,9384	5,5966
Nd	12,9496	9,0823	13,8799	12,2417	23,9343
Sm	2,6236	1,7246	2,8544	2,5552	5,0220
Eu	0,5565	0,3883	0,7494	0,5690	1,0879
Gd	2,3518	1,7907	3,0776	2,6645	5,0443
Tb	0,4045	0,2829	0,4621	0,4262	0,7491
Dy	2,3536	1,6789	2,7361	2,3576	3,7031
Ho	0,4581	0,3480	0,5614	0,4718	0,7080
Er	1,3852	1,0823	1,6514	1,4127	1,9505
Tm	0,2059	0,1569	0,2262	0,2020	0,2510
Yb	1,2976	1,0110	1,3756	1,2264	1,4574
Lu	0,2057	0,1663	0,2097	0,1964	0,2247

Normalizando estos valores con referencias al PAAS obtenemos los que aparecen en la tabla 8.18, que aparecen representados gráficamente en la figura 8.31.

Tabla 8.18. Valores de los elementos de las tierras raras en los niveles con partículas con cubiertas ferruginosas normalizados al PAAS (Taylor y McLennan, 1985).

	Vy-56	Mv-52	Bo II-70	Si-74	Pz-34
La	0,4211	0,3210	0,4063	0,3899	0,5273
Ce	0,3242	0,1938	0,2092	0,2602	0,5079
Pr	0,3757	0,2583	0,3629	0,3328	0,6338
Nd	0,3820	0,2679	0,4094	0,3611	0,7060
Sm	0,4727	0,3107	0,5143	0,4604	0,9049
Eu	0,5152	0,3596	0,6939	0,5269	1,0073
Gd	0,5047	0,3843	0,6604	0,5718	1,0825
Tb	0,5226	0,3655	0,5970	0,5507	0,9678
Dy	0,5029	0,3587	0,5846	0,5038	0,7913
Ho	0,4623	0,3512	0,5665	0,4761	0,7144
Er	0,4860	0,3797	0,5794	0,4957	0,6844
Tm	0,5085	0,3874	0,5584	0,4988	0,6199
Yb	0,4601	0,3585	0,4878	0,4349	0,5168
Lu	0,4750	0,3841	0,4843	0,4536	0,5189

**Figura 8.31.** Patrones de los elementos de tierras raras normalizados al PAAS (Taylor y McLennan, 1985) de las muestras de la Cordillera Ibérica Noroccidental. Los patrones son bastante homogéneos, reflejando un mayor enriquecimiento en los elementos intermedios, especialmente en las muestras de Pz-34 y Bo II-70, donde adquieren forma acampanada. Las otras tres muestras presentan patrones más planos, con marcadas anomalías de Ce.

Los patrones que obtenemos al proyectar los datos normalizados al PAAS, nos muestran morfologías campaniformes (muestras Pz-34 y Bo II-70) y lineales (Vy-56, Mv-52 y Si-74). En el trabajo de Haley *et al.* (2004) se trata de explicar la causa de los diferentes patrones que aparecen al proyectar los datos de los elementos de las tierras raras normalizados al PAAS. Describen tres morfologías características: patrón lineal, patrón enriquecido en los elementos de tierras raras pesados y patrón acampanado. El patrón lineal, presente en tres muestras analizadas, es el más común para las aguas intersticiales, donde aparecen en una concentración muy baja (partes por trillón: ppt). Este tipo de curva describe un incremento constante, pero moderado, de los elementos de las tierras raras normalizados al PAAS a lo largo de la serie. Los óxidos de hierro, así como las cubiertas de materia orgánica son los principales portadores de los elementos de tierras raras. El otro patrón que reconocemos en los análisis de las muestras de la Cordillera Ibérica es el patrón

acampanado. Este es el patrón más llamativo y suele corresponder con muestras tomadas en zonas de gran producción de hierro disuelto. Esto sugiere una importante disolución superficial de una fase sólida rica en hierro que está enriquecida en elementos de tierras raras, por lo que sería la fuente de estos elementos. Considerar los óxidos de hierro como fuente de elementos de tierras raras es coherente con la capacidad de los óxidos de hierro de captar los elementos de las tierras raras que aparecen en la columna de agua (Klinkhammer *et al.*, 1983; German *et al.*, 1990; Sherrell *et al.* 1999).

Para poder comparar con otro de los patrones más utilizados en los estudios sobre los elementos de las tierras raras, hemos realizado la normalización a la condrita que proponen Taylor y McLennan (1985). Los datos normalizados se presentan en la tabla 8.19, y se han proyectado en la figura 8.32.

Tabla 8.19. Valores de los elementos de las tierras raras en los niveles con partículas con cubiertas ferruginosas normalizados a la condrita de (Taylor y McLennan, 1985).

	Vy-56	Mv-52	Bo II-70	Si-74	Pz-34
La	43,8345	33,4142	42,2933	40,5800	54,8805
Ce	26,9691	16,1180	17,4046	21,6439	42,2445
Pr	24,2127	16,6497	23,3881	21,4482	40,8512
Nd	18,2132	12,7740	19,5216	17,2175	33,6629
Sm	11,3575	7,4656	12,3568	11,0615	21,7404
Eu	6,3960	4,4636	8,6143	6,5406	12,5049
Gd	7,6858	5,8519	10,0577	8,7075	16,4845
Tb	6,9736	4,8774	7,9669	7,3484	12,9151
Dy	6,1775	4,4067	7,1814	6,1879	9,7195
Ho	5,3836	4,0895	6,5974	5,5440	8,3193
Er	5,5629	4,3464	6,6320	5,6737	7,8332
Tm	5,7844	4,4077	6,3529	5,6742	7,0518
Yb	5,2321	4,0765	5,5467	4,9452	5,8767
Lu	5,3986	4,3652	5,5040	5,1554	5,8976

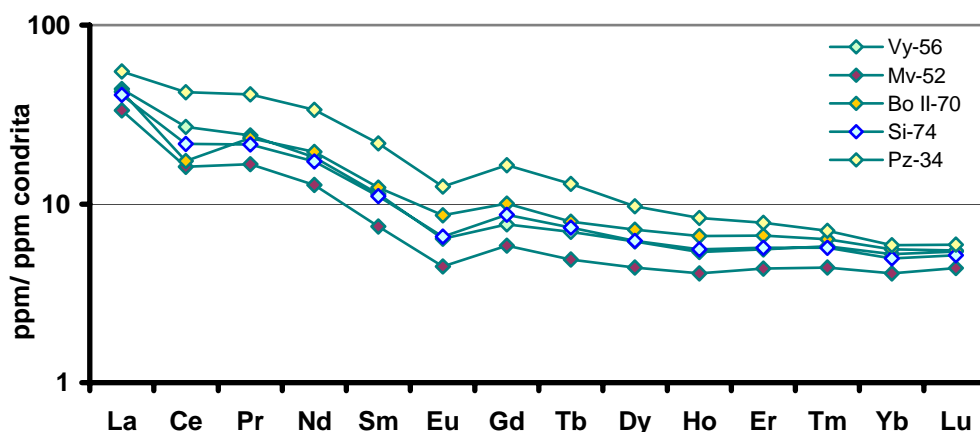


Figura 8.32. Patrones de los elementos de tierras raras normalizados a la condrita de (Taylor y McLennan, 1985) de las muestras de la Cordillera Ibérica Noroccidental. Los patrones son homogéneos, se observa en todos ellos una anomalía negativa de Eu, y en el caso de la muestra Bo II-70 también aparece una anomalía negativa de Ce. Los patrones muestran un enriquecimiento de los elementos ligeros.

Los patrones que obtenemos al proyectar los datos normalizados a la condrita, nos muestran morfologías que muestran un descenso paulatino desde los elementos de tierras raras ligeros, los más

abundantes, hasta los pesados. Aparece una anomalía de Eu negativa bien representada en todas las muestras, mientras que la anomalía de Ce negativa aparece muy marcada en la muestra Bo II-70; algo marcada en Mv-52 y Si-74, pero no aparece en Pz-34 ni en Vy-56.

Con el fin de poder establecer similitudes y diferencias con los ooides ordovícicos estudiados por Sturesson (2003), se ha proyectado los datos normalizados a la condrita de las muestras de ooides ferruginosos y rocas volcánicas en la figura 8.33 para poder comparar sus patrones con los obtenidos en la Cordillera Ibérica. Se ha procedido del mismo modo para los datos obtenidos del trabajo de Jeans *et al.* (2000) para los materiales volcano-detriticos y ricos en bertierina del Jurásico Medio de Reino Unido, que se proyectan en la figura 8.34.

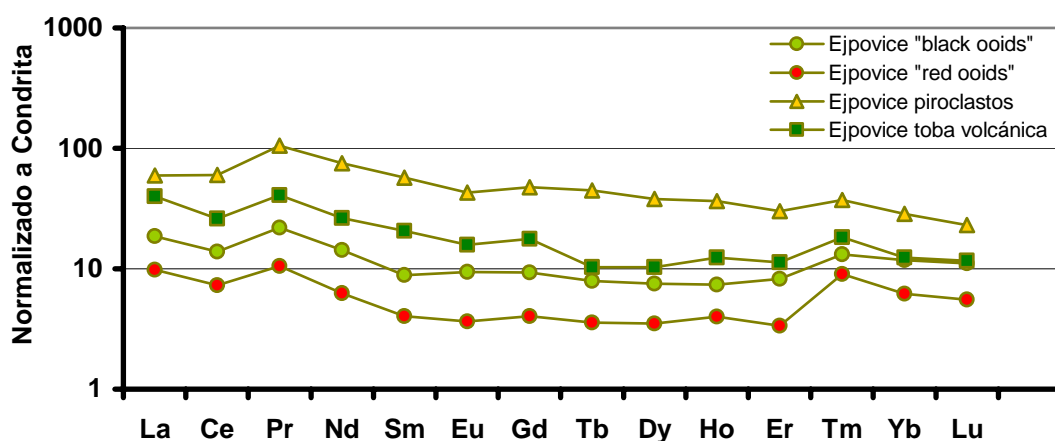


Figura 8.33. Patrones de los elementos de las tierras raras normalizados a Condrita (Taylor y McLennan, 1985) para ooides ferruginosos, piroclastos y tobas volcánicas ordovícicas. Datos de los elementos tomados de Sturesson (2003).

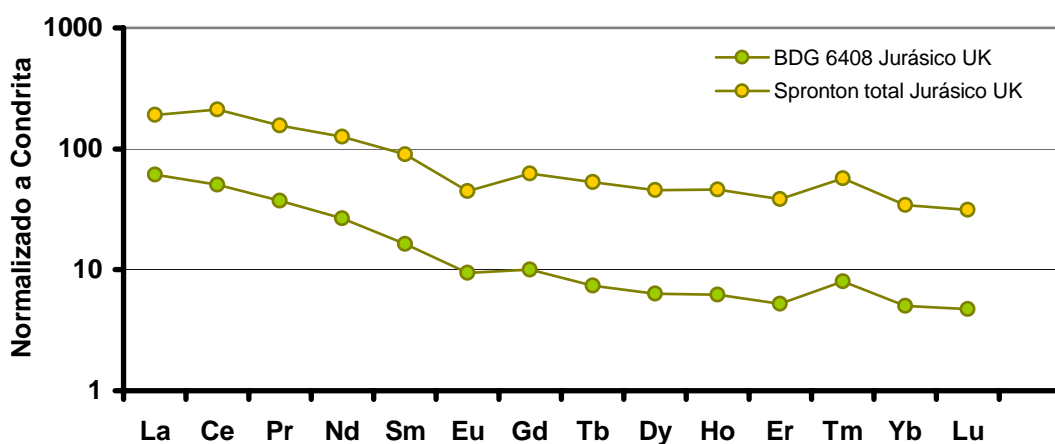


Figura 8.34. Patrones de los elementos de las tierras raras normalizados a Condrita para mezclas de fango y arcilla volcano-detriticas (BDG 6408) y para depósitos ricos en bertierina (Spronton total) de materiales del Jurásico Medio en Reino Unido. Datos de los elementos tomados de Jeans *et al.* (2000).

En la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica se cita la presencia de materiales volcánicos en torno al límite Jurásico Inferior-Medio en la Sierra de Javalambre. En los trabajos de Martínez

González *et al.* (1997a; 1996b; 1998) se muestran unos análisis de elementos de tierras raras. La figura 8.35 proyecta los datos del vulcanismo Jurásico de Javalambre normalizados a la condrita.

Las manifestaciones de magmatismo alcalino de edades de emplazamiento entre el Pliensbachense y el Bajociense inferior están representadas por numerosos afloramientos en las ramas Aragonesa, Castellana y Sector SO del Maestrazgo de la Cordillera Ibérica, dominando en volumen los términos volcanoclásticos, y siendo minoritarios los *sills* basálticos. Los datos previos son diversos (Gómez *et al.*, 1976; Gómez, 1979; Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980; Gautier y Odin, 1983; Fernández-López *et al.*, 1985; Martínez González *et al.*, 1996a; Valenzuela Ríos *et al.*, 1996), pero en ellos no aparecen datos geoquímicos referidos al contenido en elementos de tierras raras.

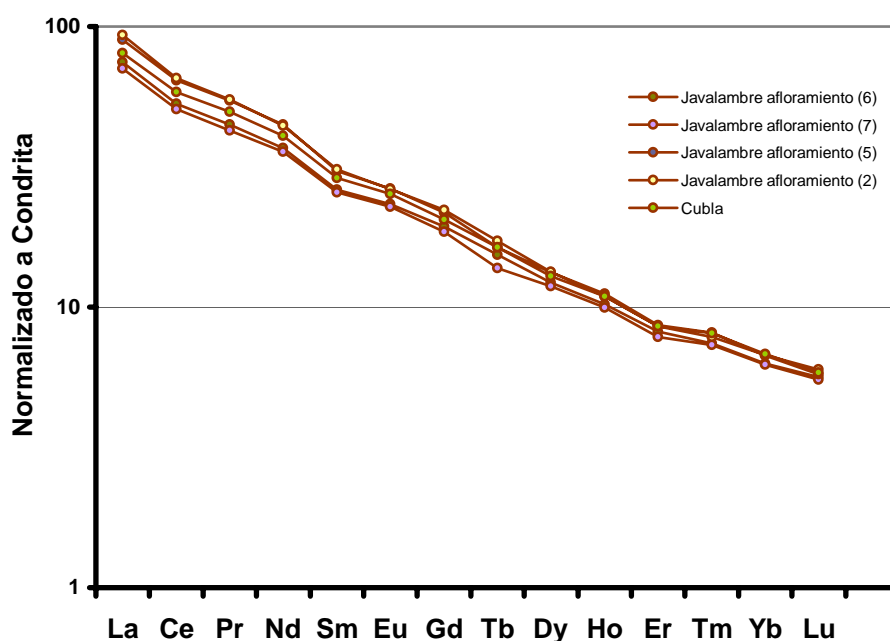


Figura 8.35. Patrones de los elementos de las tierras raras normalizados a Condrita para los materiales volcánicos asociados al límite Jurásico Inferior/Medio en Teruel. Datos de los elementos tomados de Martínez González *et al.* (1997a; 1996b; 1998).

Los valores de los elementos de las tierras raras de las figuras 8.32, 8.33, 8.34 y 8.35 están comprendido en rangos similares, aunque los patrones muestran ciertas diferencias morfológicas. Existe un mayor grado de similitud en la morfología de los patrones de los sedimentos de la Cordillera Ibérica y el Jurásico Medio del Reino Unido, que de los primeros con los datos ordovícicos. Existe también cierta similitud en las proporciones entre los elementos pesados, intermedios y ligeros de los sedimentos de la Cordillera Ibérica y los materiales volcánicos de Javalambre. La mayor similitud con los sedimentos jurásicos es evidente, ya que son contemporáneos y posiblemente los procesos que los generen estén ligados o incluso sean equiparables. Con los patrones ordovícicos hay ciertas características comunes: una anomalía de Ce no demasiado acusada y cierto enriquecimiento de los elementos de tierras raras ligeras frente a las pesadas, aunque en las muestras de la Cordillera Ibérica la pendiente es mayor, tanto en los sedimentos como las rocas volcánicas.

La figura 8.36 muestra las proyecciones de los datos del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica Septentrional, del volcanismo Jurásico de Javalambre y una muestra de los ooides ferruginosos chamosíticos asociados a posible volcanismo de Sturesson (2003). Las abundancias relativas de las muestras jurásicas parecen covariar, si bien hay mayor concentración en las rocas volcánicas que en las sedimentarias. Los valores de los ooides chamosíticos ordovícicos muestran rangos equiparables para los elementos ligeros e intermedios, pero difieren claramente en los pesados. La mayor diferencia entre sedimentos y rocas volcánicas jurásicas es la pronunciada anomalía negativa de Eu en los primeros, que en las rocas volcánicas no se acusa.

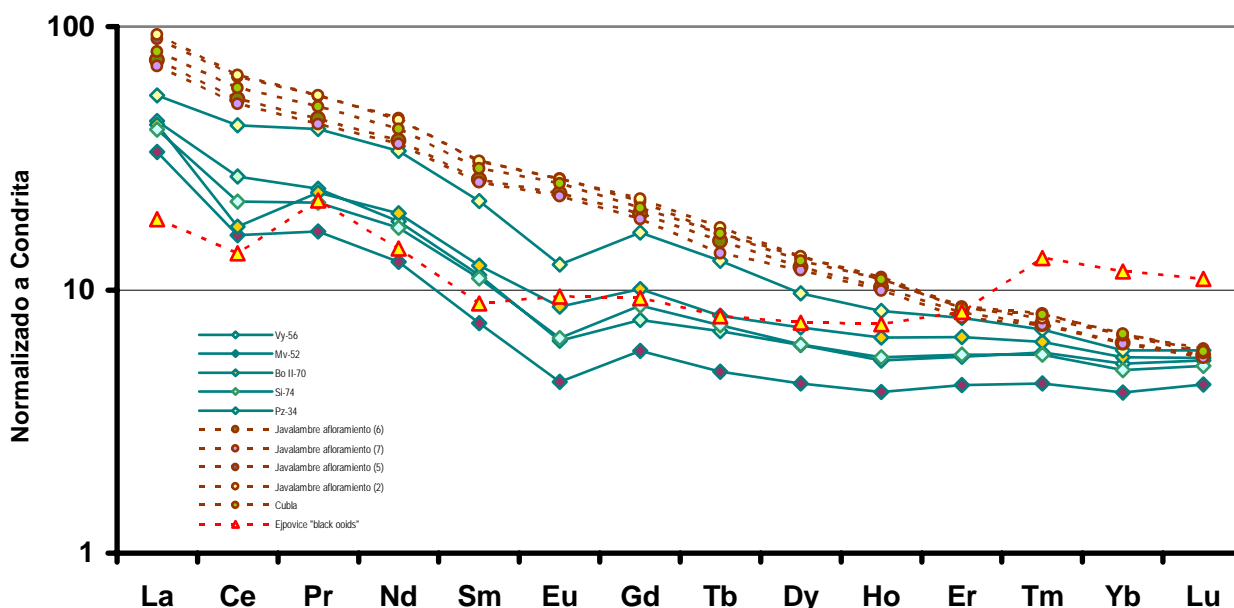


Figura 8.36. Patrones de los elementos de tierras raras normalizados a la condrita de las muestras analizadas, comparándolas con los datos de los análisis realizados por Martínez González *et al.* (1997a; 1996b; 1998) en los materiales volcánicos asociados al límite Jurásico Inferior/Medio en Teruel y con el patrón de los elementos de tierras raras de los ooides chamosíticos ordovícicos de la República Checa asociados a posible volcanismo de Sturesson (2003).

Con los datos de la tabla 8.19 (normalizados a la condrita) se ha creado la tabla 8.20, que muestra una serie de índices, algunos de los cuales se proyectan en la figura 8.37. El índice $La\ N/Yb\ N$ marca la relación entre los elementos de tierras raras ligeros y pesados, el índice $La\ N/Sm\ N$ refleja la variación entre los elementos de tierras raras ligeros e intermedios, y el índice $Gd\ N/Yb\ N$ compara la abundancia de los elementos intermedios frente a los pesados. McLennan (1989) asegura que es posible la discriminación de una posible influencia de minerales pesados en los patrones de los elementos de tierras raras, ya que tienden a concentrarlos: muchas rocas sedimentarias post-Arcaicas tienen patrones de los elementos de tierras raras bastante uniformes con $La\ N/Yb\ N < 15$ (muy pocos > 20). Los patrones de los elementos de tierras raras pesados son planos con la relación $Gd\ N/Yb\ N$ que raramente excede el rango 1,0-2,0. En relación con las abundancias de los elementos de tierras raras ligeros, incluso pequeñas inclusiones de circón ($Zr(SiO_4)$) provocan que $Gd\ N/Yb\ N < 1,0$ (como ocurre en muchas areniscas), esto es una característica que se reconoce como anómala. La adición en proporciones incluso del orden del 0,02% de alanita ($(Ca, Ce, La, Y)_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$), resulta en una relación muy alta de $La\ N/Yb\ N (> 15)$. Con la monacita

((Ce, La, Y, Th)PO₄), esta se incrementa aún más (incluso con adiciones del 0,005% a las areniscas o del 0,02% a las pizarras) Gd N/Yb N (>2,0). Para calcular el índice Eu/Eu* se ha utilizado la fórmula:

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu N} / (\text{Sm N} \times \text{Gd N})^{0,5} \text{ tomada de McLennan (1989).}$$

La característica más destacable de los datos de los elementos de tierras raras es la homogeneidad de sus patrones, con abundancias absolutas para el La que oscilan entre 100 veces en relación a la condrita, hasta valores de 10-15 veces del condritico para el Yb. Es común el enriquecimiento en los elementos de tierras raras ligeros, así como los patrones bastante planos de los elementos pesados (Gd N/Yb N=1,0-2,0), y anomalías negativas de Eu ubicuas con valores Eu/Eu* en torno 0,60-0,70 bastante constantes.

Tabla 8.20. Relaciones entre los elementos normalizados a la Condrita de las tierras raras ligeras, pesadas e intermedias, así como las anomalías de Eu y Ce de las muestras de la Cordillera Ibérica Septentrional, de una serie de muestras ordovícicas de Ejovice (República Checa) tomados de Sturesson (2003), unas muestras del Jurásico Medio de Reino Unido tomados de Jeans *et al.* (2000) y unas muestras jurásicas volcánicas (Jv) tomadas de Martínez González *et al.* (1997a). La relación La N/ Yb N en las muestras están dentro de la media (<15). La anomalía de Eu/Eu* ha sido calculada por el método referido en McLennan (1989), los valores de este índice en las muestras sedimentarias de la Cordillera Ibérica están dentro de la media (0,6-0,7), así como la muestra Spronton total del Reino Unido, mientras que los datos ordovícicos están todos por encima de la media, al igual que la muestra DDG 6408 del Reino Unido y las rocas volcánicas de la Cordillera Ibérica. La anomalía de Ce/Ce* (1) ha sido calculada por el método de Wilde *et al.* (1996) y es negativa (indicadora de medio anóxico) para las muestras de la Cordillera Ibérica y el Ordovícico, y positiva para el Jurásico del Reino Unido. La Ce/Ce* (2) ha sido calculada según Jeans *et al.* (2000) y al ser la mayoría valores <0,9 son anomalías negativas (indicadoras de medio óxico), exceptuando los piroclastos ordovícicos y las muestras del Jurásico del Reino Unido.

	Vy-56	Mv-52	Bo II-70	Si-74	Pz-34	Ejovice "black ooids"	Ejovice "red ooids"	Ejovice piroclastos	Ejovice toba volcánica	BDG 6408 UK	Spronton total UK	Jv(6)	Jv(7)	Jv (5)	Jv (2)	Cubla
La N/Yb N	8,378	8,1967	7,6249	8,2059	9,3386	1,5814	1,5811	2,09	3,2242	12,1635	5,5374	11,8334	11,3484	13,369	13,8175	11,7972
La N/Sm N	3,8595	4,4757	3,4226	3,6686	2,5243	2,0909	2,4126	1,0443	1,9346	3,7565	2,1213	2,8549	2,7612	2,9028	3,0182	2,7854
Gd N/Yb N	1,4629	1,4296	1,8058	1,7535	2,7934	0,7877	0,6541	1,6530	1,4217	1,6970	1,8223	3,0870	2,9800	3,2270	3,2800	3,0080
Eu/Eu*	0,6845	0,6753	0,7727	0,6664	0,6605	1,0385	0,9001	0,8222	0,8274	0,7353	0,5946	1,032	1,042	1,029	1,005	1,04
Ce/Ce* (1)	-0,093	-0,184	-0,268	-0,126	-0,045	-0,073	-0,054	-0,026	-0,045	0,086	0,086	-0,037	-0,048	-0,049	-0,053	-0,047
Ce/Ce* (2)	0,722	0,571	0,479	0,624	0,875	0,829	0,846	1,011	0,726	0,961	1,2405	0,814	0,823	0,826	0,809	0,832

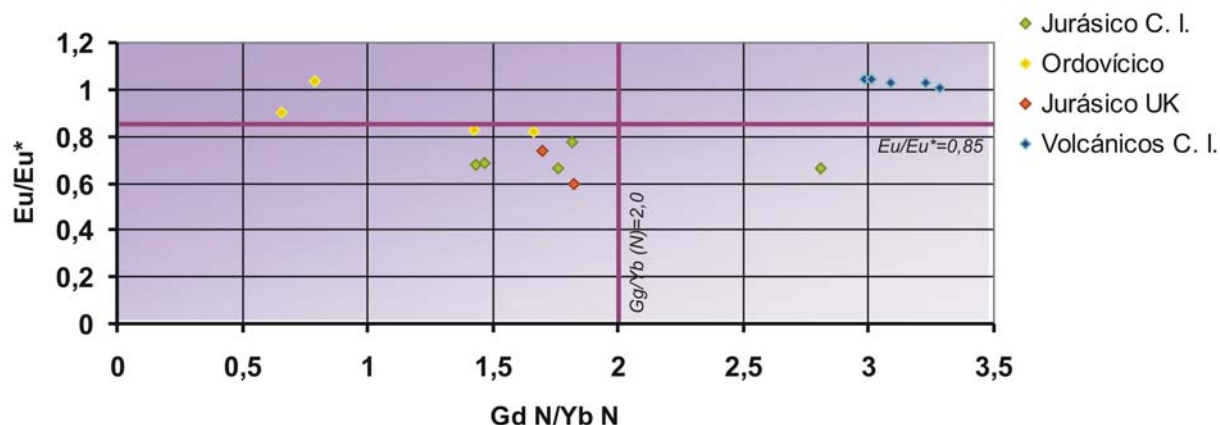


Figura 8.37. Proyección de los valores Eu/Eu^* frente a $Gd N/Yb N$ para las muestras calcáreas con partículas ferruginizadas del Jurásico de la Cordillera Ibérica (C. I.), para las muestras del Ordovícico supuestamente asociadas a volcanismo tomadas de Sturesson (2003), para las muestras del Jurásico Medio de UK tomadas de Jeans *et al.* (2000) y para los materiales volcánicos del Jurásico Inferior/Medio de la Cordillera Ibérica tomados de Martínez González *et al.* (1997a).

La comparación de la figura 8.37, que muestra la proyección de Eu/Eu^* frente $Gd N/Yb N$ de las muestras de partículas con cubiertas ferruginosas de la Cordillera Ibérica y los ooides ferruginosos y rocas volcánicas del Ordovícico de la República Checa tomados de Sturesson (2003), con la figura 8.38 donde se muestran distintas muestras de sedimentos post-arcaicos propias de contextos tectónicamente activos, permite hacer ciertas inferencias. La mayoría de los valores para materiales carbonáticos con partículas ferruginizadas en la Cordillera Ibérica se proyectan en el mismo campo que los sedimentos típicos de contextos tectónicamente activos, al igual que las muestras del Jurásico del Reino Unido. La excepción es la muestra Pz-34, que muestra una relación $Gd N/Yb N$ muy alta (2,79) en comparación con el resto. Teniendo en cuenta que la adición de minerales pesados, como la monacita, en muy pequeñas cantidades hace que la relación pueda ser >2 , esta podría ser una posible explicación a este valor tan elevado para la muestra Pz-34. La relación de Eu/Eu^* para esta muestra se encuentra en el rango considerado típico. En las muestras ordovícicas los valores de $Gd N/Yb N$ de los ooides ferruginosos tienen valores menores al resto de las muestras de la Cordillera Ibérica, Reino Unido y de la República Checa, pero son coherentes con los de las rocas sedimentarias de la figura 8.38. Se podría explicar este comportamiento por la existencia de circón en la matriz, que concentra estos elementos, resultando empobrecidos en las muestras de los ooides ($Gd N/Yb N < 1,0$). La proyección de las relaciones de estos elementos para las rocas volcánicas de la Cordillera Ibérica, difiere claramente de las de las rocas sedimentarias, y se parece algo más a la de las volcánicas del Ordovícico. Los valores calculados para las rocas volcánicas de la Cordillera Ibérica muestran que la relación de Eu/Eu^* es mucho mayor que en las rocas sedimentarias estudiadas (en torno a valores de 1), así como también lo es la relación $Gd N/Yb N$, con valores que oscilan entre 3 y 3,5. Los valores de Eu/Eu^* son equivalentes a los piroclastos y tobas volcánicas de Ejpvovice, y la adición de minerales pesados puede disparar la relación $Gd N/Yb N$.

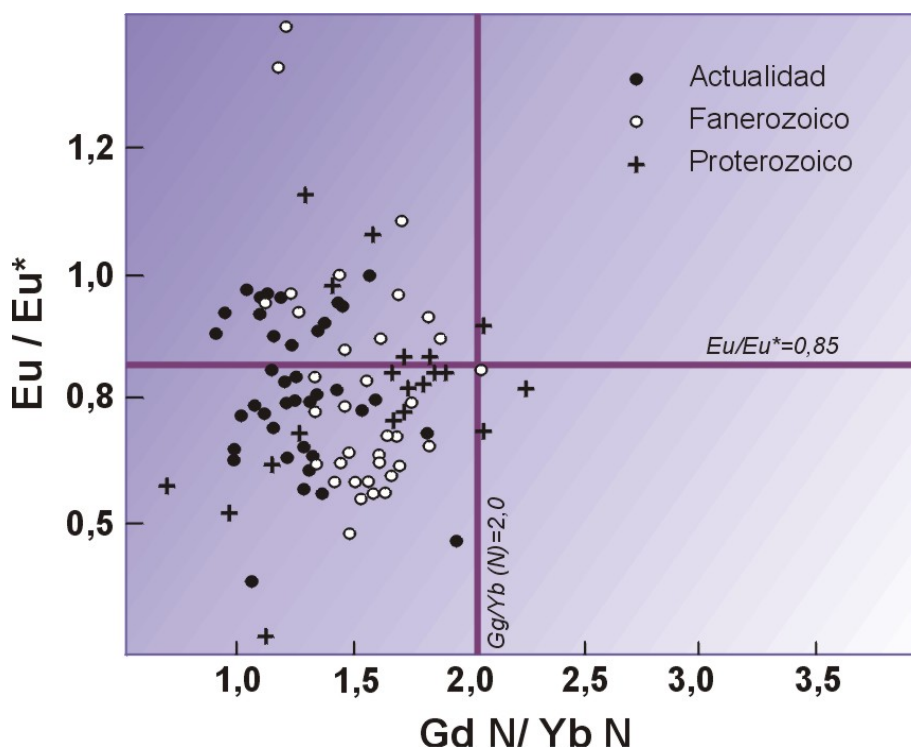


Figura 8.38. Proyección de los valores Eu/Eu^* frente a $\text{Gd N}/\text{Yb N}$ para las turbiditas Post-Arcaicas. Las muestras actuales corresponden con sedimentos turbidíticos profundos de lugares tectónicamente activos; el lugar de deposición de las muestras turbidíticas de arcillas y grauvacas fanerozoicas y proterozoicas ha sido interpretado como tectónicamente activo. Modificado de McLennan (1989).

La figura 8.39 muestra los patrones de los elementos de las tierras raras de rocas sedimentarias en contextos tectónicos activos y pasivos.

El patrón que presentan las muestras de la Cordillera Ibérica normalizados a la condrita se caracteriza por un enriquecimiento en los elementos ligeros en comparación con el resto de elementos. Podría corresponder tanto con los patrones de márgenes activas como pasivas, pero el rango para la abundancia de las muestras parece corresponderse mejor con el del margen activo, oscilando las concentraciones de los elementos intermedios y pesados en valores por debajo del valor de 10.

En el trabajo de Patrick *et al.* (2004) se asegura que mucha de la variabilidad de los elementos de las tierras raras en las aguas naturales se puede explicar por: 1) la composición de las rocas fuente/materiales que suministran los elementos de las tierras raras a la solución; 2) la incorporación de los elementos de las tierras raras ligeros en los oxo-hidróxidos de hierro, en la materia orgánica y en las cubiertas en las arcillas, conchas de organismos planctónicos y otros materiales; 3) la tendencia en aumento de los elementos de las tierras raras pesados a formar complejos acuosos, en particular con carbonatos en aguas alcalinas y básicas y 4) las reacciones redox que afectan al Ce y al Eu (Wright *et al.*, 1987; German *et al.*, 1991; Sholkovitz *et al.*, 1994) entre otros. Todos estos factores producen

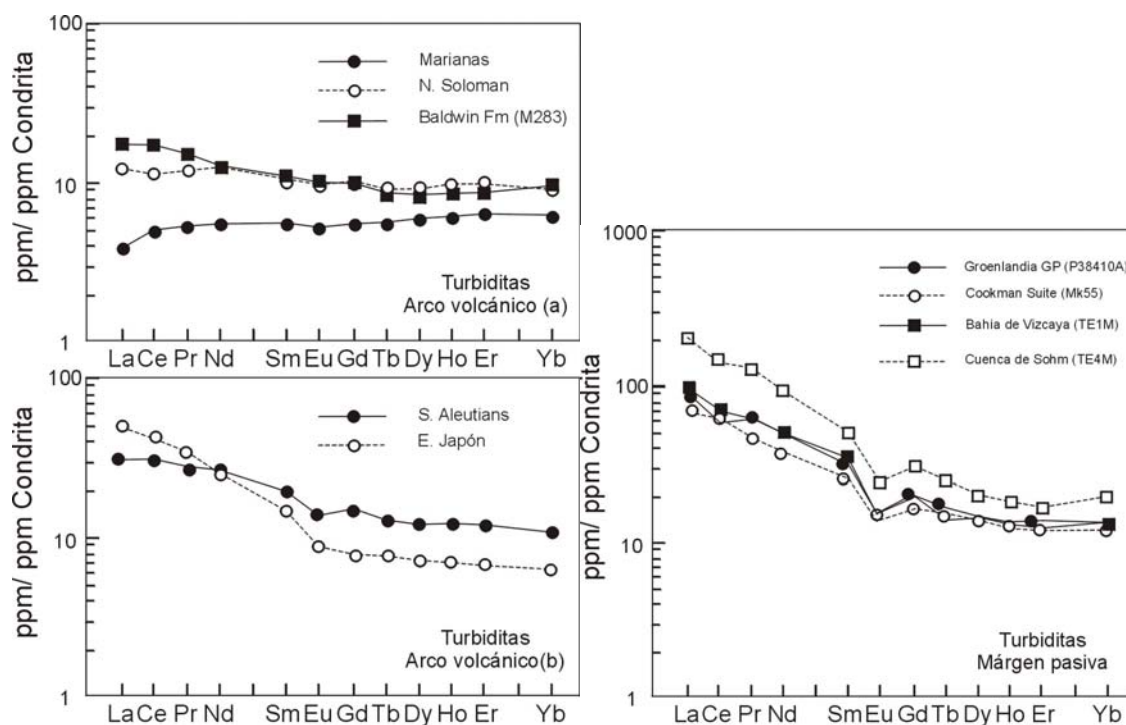


Figura 8.39. Patrones de los elementos de las tierras raras en distintos contextos tectónicos. A la izquierda aparecen los patrones en turbiditas de arco volcánico, que muestran dos morfologías distintas: a) patrones planos; b) patrones con enriquecimiento en los elementos ligeros y presencia de anomalías de Eu. En las márgenes pasivas parecen evidenciarse patrones con enriquecimiento en los elementos ligeros y suelen presentar anomalías de Ce y Eu. Modificados de McLennan (1989).

patrones en las aguas que varían en el enriquecimiento entre los elementos de las tierras raras ligeros, intermedios y pesados. Estas variaciones se pueden visualizar utilizando diagramas ternarios con los elementos normalizados Yb, Gd y Nd en los vértices. El Yb es representativo de los elementos pesados, el Gd de los intermedios y el Nd de los ligeros. Además, Nd, Gd e Yb son elementos pares y por lo tanto tienen una mayor concentración de acuerdo con el efecto Oddo-Harkins, permitiendo unos datos analíticos mejores (asumiendo una corrección apropiada para los solapes en el cuadripolo del ICP-MS). No se utilizan el Ce y La como elementos ligeros ya que el primero está bajo los efectos de la oxidación/reducción y el La frecuentemente tiene variaciones químicas algo distintas a los otros REE.

El diagrama ternario permite una forma de representación sencilla del patrón de los elementos de las tierras raras. Esta representación, junto con las formas generales de los patrones normalizados a los estándares, permite una cierta interpretación de los paleoambientes de sedimentación. Se deben usar junto con otros índices de los elementos de las tierras raras y las anomalías de Ce o Eu para conseguir resultados más completos.

Los datos de las muestras que hemos comparado se muestran en la tabla 8.21 y se proyectan en el diagrama de la figura 8.40.

Tabla 8.21. Porcentajes de los elementos de las tierras raras ligeras (Nd N), intermedias (Gd N) y pesadas (Yb N) de las muestras de la Cordillera Ibérica, de los datos del Ordovícico de la República Checa tomados de Sturesson (2003), de los del Jurásico Medio de Reino Unido tomados de Jeans *et al.* (2000) y de los materiales volcánicos jurásicos de la Cordillera Ibérica tomados de Martínez González *et al.* (1997a).

	Nd (%)	Gd (%)	Yb (%)
Vy-56	77,71	14,45	7,83
Mv-52	76,47	15,12	8,40
Bo II-70	75,54	16,85	7,60
Si-74	75,78	16,77	7,45
Pz-34	78,62	16,45	4,93
Ejpovice "black ooids"	63,95	17,80	18,25
Ejpovice "red ooids"	61,53	17,22	21,25
Ejpovice piroclastos	71,14	19,39	9,47
Ejpovice toba volcánica	69,00	19,80	11,30
BDG 6408 Jurásico UK	63,77	24,14	12,09
Spronton total Jurásico UK	56,41	28,15	15,44
Javalambre (6)	77,75	17,62	4,63
Javalambre (7)	77,88	17,38	4,73
Javalambre (5)	79,33	16,52	4,15
Javalambre (2)	79,81	16,99	3,19
Cubla	78,46	16,97	4,57

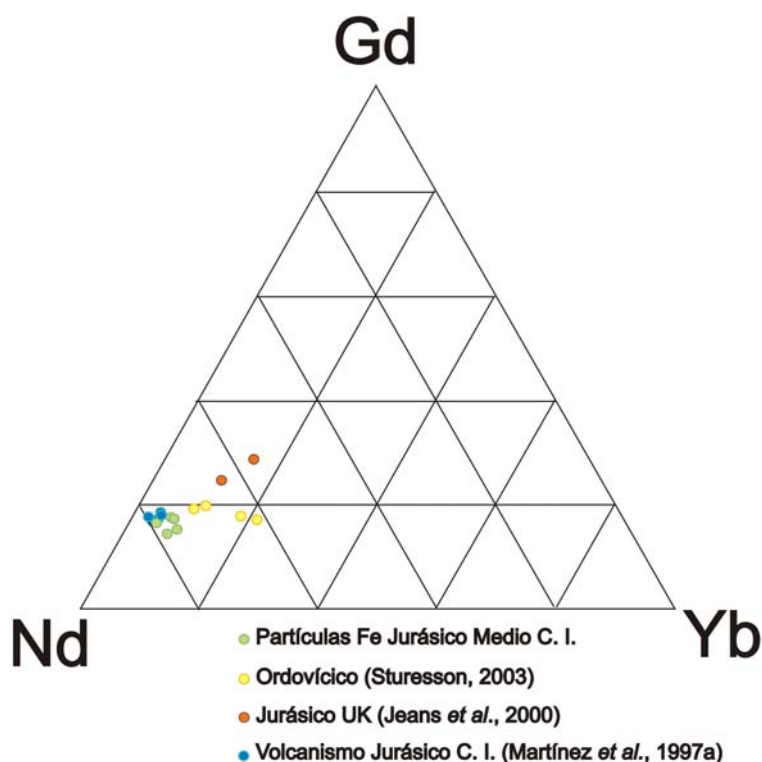


Figura 8.40. Proyección de los porcentajes de los elementos de las tierras raras ligeras (Nd N), intermedias (Gd N) y pesadas (Yb N) de las muestras de la Cordillera Ibérica, del Ordovícico y del Jurásico Medio de Reino Unido.

Todas las muestras aparecen concentradas en el vértice del Nd, por lo que se reitera la mayor proporción de los elementos ligeros frente a los intermedios y los pesados. Los materiales sedimentarios y volcánicos del Jurásico de la Cordillera Ibérica están muy próximos entre sí. Según

Patrick *et al.* (2004) las muestras que se proyectan hacia los vértices de los elementos de las tierras raras intermedios y ligeros podrían haberse depositado en aguas marinas anóxicas, mientras que los que se proyectasen en el vértice de los pesados representarían una sedimentación en aguas oxigenadas, pero advierten que habría que tener en cuenta otros indicadores para poder estar seguro de esta interpretación.

Los patrones de los elementos de tierras raras de aguas actuales se muestran en la figura 8.41. McLennan (1989) explica que la concentración de los elementos de las tierras raras (tanto en aguas superficiales de baja temperatura, como aguas hidrotermales) es muy baja, típicamente 10^{-7} y 10^{-2} , en comparación con los niveles que aparecen en las rocas sedimentarias. Por lo tanto la interacción de aguas (especialmente a baja temperatura) con rocas no es probable que cause cambios sustanciales en la distribución de los elementos de las tierras raras de muchas rocas. La excepción se ve con el Eu: su distribución en aguas ácidas, de alta temperatura y de soluciones hidrotermales enriquecidas en cloro, como la de las dorsales meso-oceánicas o algunos campos continentales geotérmicos. Así la reducción del Eu $3+$ a $2+$ se asocia con condiciones de alta temperatura (Michard y Albarede, 1986).

La asunción principal para adecuar el patrón de los elementos de las tierras raras en rocas sedimentarias siliciclásticas con el patrón medio de los de las rocas de origen, es que los REE se transfieren casi cuantitativamente en el compuesto terrígeno durante la erosión y la sedimentación. La fracción de los elementos de las tierras raras que pueden transportarse en solución, complicando la relación del sedimento de procedencia, se asume que es trivial.

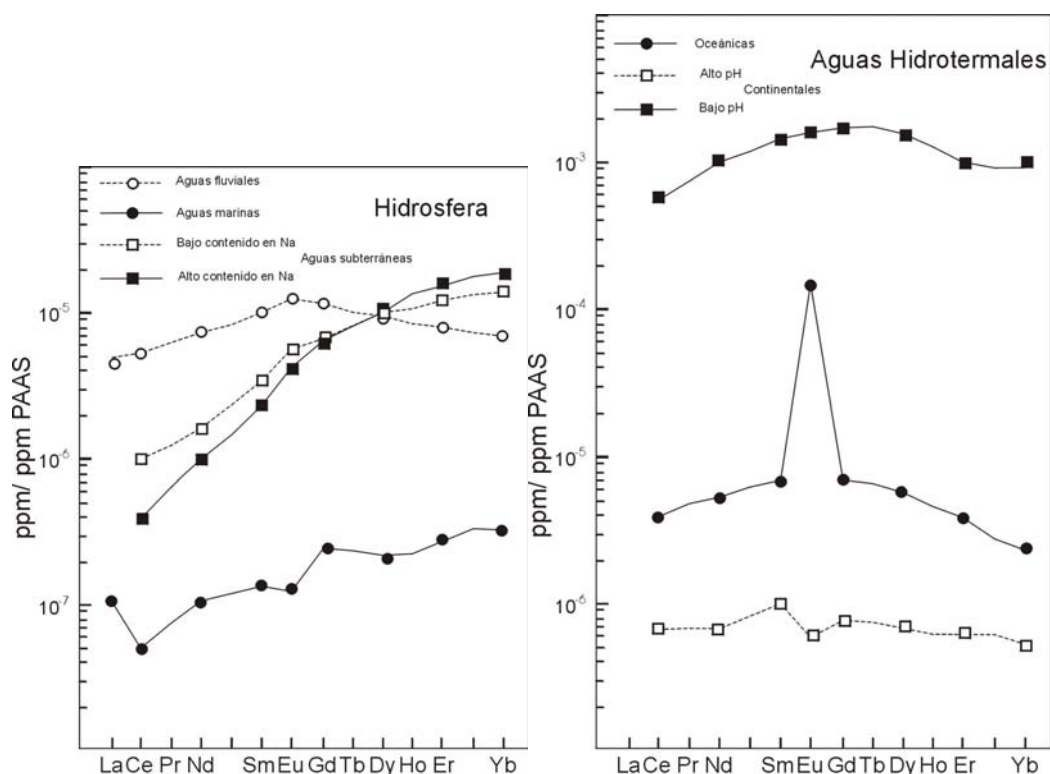


Figura 8.41. Patrones de los elementos de tierras raras en solución. A la izquierda se muestran los patrones de la hidrosfera y a la derecha de aguas hidrotermales. Modificado de McLennan (1989).

Si tenemos en cuenta todos los datos relacionados con los posibles medios sedimentarios donde se formarían los carbonatos con partículas con cubiertas ferruginizadas del Aalenense y el Bajociense Inferior de la Cordillera Ibérica Septentrional según diferentes indicadores, obtenemos las siguientes pautas:

La anomalía de Ce/Ce^* (1) calculada por el método de Wilde *et al.* (1996) es negativa (indicadora de medio anóxico). La Ce/Ce^* (2) ha sido calculada según Jeans *et al.* (2000) y al ser valores $<0,9$ son anomalías negativas (indicadoras de medio óxico). Ante esta contradicción, hemos considerado que la anomalía de Ce no es un método adecuado para establecer inferencias sobre el medio donde se incorporaron los elementos de las tierras raras a las rocas carbonáticas. Recordemos que la mineralogía bertierínica y goetítica que aparece en las partículas ya nos indicaba la existencia de condiciones fluctuantes reductoras y oxidantes, pero considerar que los mismos valores iniciales de elementos de tierras raras permitan hacer dos interpretaciones contradictorias no parece ser representativo.

La proyección de las muestras estudiadas en el diagrama ternario de la figura 8.40, mostraba que todos los puntos se proyectaban muy cerca del vértice del Nd, y si tenemos en cuenta la interpretación que proponen Patrick *et al.* (2004), los sedimentos podrían haber sido precipitados en condiciones de aguas marinas anóxicas.

En referencia a la figura 8.37, donde se proyecta el Eu/Eu^* frente a $Gd\ N/Yb\ N$, se aprecia que la mayoría de los valores para materiales carbonáticos con partículas ferruginizadas en la Cordillera Ibérica se proyectan en el mismo campo que los sedimentos típicos de contextos tectónicamente activos, con la excepción de la muestra Pz-34. Esta presenta una relación $Gd\ N/Yb\ N$ muy alta en comparación con el resto, que podría ser consecuencia de la existencia de cantidades (incluso muy pequeñas) de minerales pesados.

Para poder comprobar la viabilidad de utilizar los elementos de las tierras raras como un posible método que permitiese hacer inferencias sobre el origen del hierro que forma parte de las partículas con cubiertas ferruginosas, hemos comparado los datos de la zona de estudio con otros lugares específicamente seleccionados. La comparación ha sido realizada con materiales de diversas edades que tienen una composición química asimilable a los de la Cordillera Ibérica Septentrional. Se han proyectado los datos de diversos materiales sedimentarios con ooides ferruginosos y/o bertierina. También se han proyectado los datos normalizados de rocas volcánicas que estaban en relación espacio-temporal con esas rocas sedimentarias para comprobar la existencia o inexistencia de tendencias en los patrones tanto de los sedimentos y rocas volcánicas de cada ejemplo, como con el resto de ejemplos. En la Figura 8.42 han sido representados únicamente los patrones de las muestras cuyos valores están en torno a los rangos que aparecen en la Cordillera Ibérica Septentrional (escala semi-logarítmica). Se representan únicamente los patrones normalizados a la condrita, porque se observan mejor las tendencias que normalizando al PAAS, donde los patrones son más tendidos y por lo tanto el gráfico resultante es menos ilustrativo para comparar las distintas muestras.

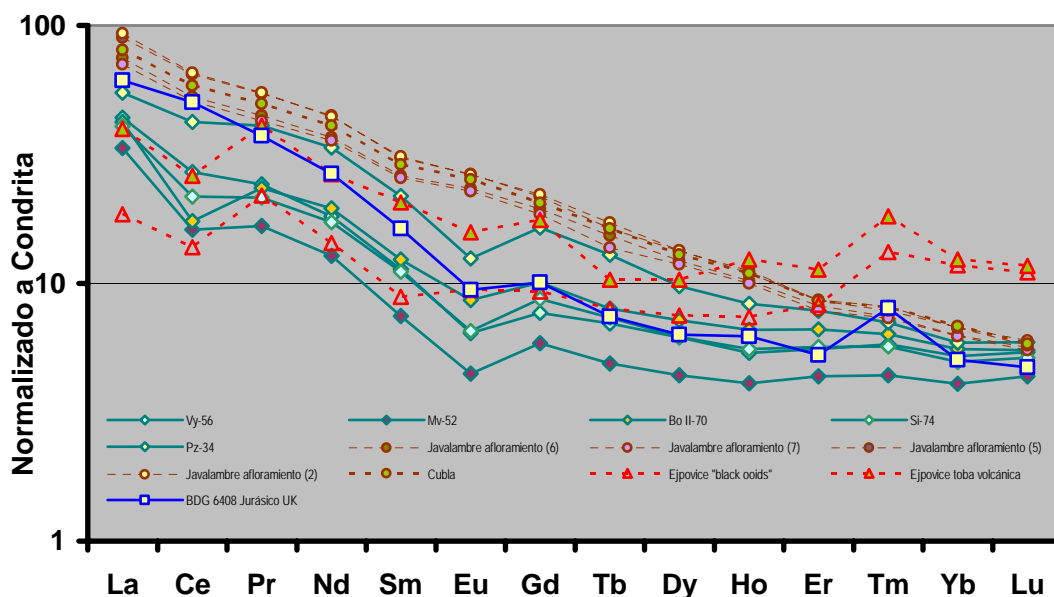


Figura 8.42. Proyección comparativa de los datos normalizados a la condrita de las muestras de la Cordillera Ibérica Septentrional con partículas con cubiertas ferruginizadas, con los datos del volcanismo Jurásico de Teruel, y con las muestras ordovícicas de la República Checa y las jurásicas del Reino Unido que se ajustan al rango de abundancias de las estudiadas en este trabajo.

Se puede apreciar que los datos correspondientes a las rocas volcánicas alcalinas del Jurásico Inferior-Medio de Teruel son coherentes con las muestras sedimentarias con partículas ferruginizadas. La principal diferencia es una mayor concentración de todos los elementos en los patrones de las rocas volcánicas, y la inexistencia de anomalías marcadas en éstas. Dentro de las muestras jurásicas sedimentarias de la Cordillera Ibérica, cabe destacar una mayor concentración de elementos de tierras raras en Pz-34, que podría estar vinculada con la existencia del mineral monacita, que incorpora preferencialmente estos elementos a su estructura.

La toba volcánica y los “black ooids” (chamosita) de la República Checa muestran patrones similares, salvo que presentan mayores concentraciones de elementos pesados (posible presencia de circón, mineral accesorio en rocas eruptivas). La muestra BDG 6408 del Jurásico Medio del Reino Unido es la representativa de mezclas de fango y arcillas volcano-detríticas y se encuentra en el rango de valores equiparables, presentando un patrón bastante parecido a las muestras españolas. En este patrón se observa una anomalía de Eu marcada, al igual que en las muestras de la Cordillera Ibérica, diferenciándose de éstas por presentar cantidades de Tm que provocan una anomalía positiva, aunque en algunas muestras de la Cordillera Ibérica parece insinuarse esta anomalía.

Concluyendo, podría evidenciarse que todas las muestras parecen tener patrones de elementos de tierras raras similares. Dado que corresponden tanto a muestras de rocas de diferentes edades y diferentes orígenes (tanto volcánicas como sedimentarias), debe existir un nexo común para que los patrones muestren una tendencia parecida. Una explicación plausible sería el origen común de los elementos, con la salvedad de los rangos de concentración que varían entre rocas ígneas y sedimentarias. Este origen común podría estar vinculado con una fuente exhalativa. Dado que en la Cordillera Ibérica meridional se han documentado procesos de volcanismo en torno al límite Jurásico Inferior-Medio, simultáneamente podrían haber actuado procesos asociados de

hidrotermalismo en la zona más noroccidental, o en su defecto, los elementos suministrados por el volcanismo podrían haberse mezclado en las aguas marinas y haber alcanzado concentraciones significativas para que en las zonas más noroccidentales se produjese la formación de rocas sedimentarias carbonáticas que incorporasen dichos elementos.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Se han diferenciado cinco etapas posibles para la formación de las distintas partículas con cubiertas ferruginizadas. Cada una de las etapas refleja un grado de complejidad mayor en la estructura de las partículas evidenciando una evolución. El reconocimiento de diferentes etapas dentro de los niveles con partículas ferruginizadas permite evaluar una secuencialidad de procesos dentro de intervalos estratigráficos concretos.

ETAPA 1: Estado inicial de formación de una partícula ferruginizada. Aún no se desarrollan envueltas que recubran el núcleo potencial, por lo que no se puede hablar aún de ooides u oncoides, sino en sentido laxo, de peloides o cortoides ferruginizados. En muchos casos suelen corresponder con fósiles (fragmentos o ejemplares completos pequeños) que se ferruginizan preferencialmente con respecto a otros aloquímicos.

ETAPA 2: Corresponden con un estado más avanzado de formación de las partículas con cubiertas ferruginizadas. El núcleo de las partículas ferruginizadas empieza a estar envuelto por 2-7 capas regulares reconocibles. La mineralogía de las envueltas es comúnmente bertierínica, y en ocasiones hay envueltas intercaladas reflejando procesos de oxidación del silicato de hierro y corresponden a una transformación a goetita u otros oxo-hidróxidos de hierro. Los núcleos de estos granos frecuentemente son las partículas formadas durante la etapa 1, que en ocasiones pueden estar fusionadas y formar partículas polinucleadas. Estas partículas con un núcleo y envueltas regulares definidas corresponderían con la denominación de ooides ferruginosos.

ETAPA 3: Desarrollo de envueltas irregulares ferruginizadas que tienen un evidente origen orgánico. Suelen ser capas con distinto grado de desarrollo formadas por la adhesión de organismos aglutinantes e incrustantes. Pueden formar varias capas irregulares no necesariamente continuas, que pueden en ocasiones intercalarse entre capas de ooides ferruginosos bien definidos. Los fósiles que suelen reconocerse formando estas capas ferruginizadas corresponden con foraminíferos aglutinados, briozoos, serpúlidos y posibles cianobacterias. Por lo general aparecen ferruginizados por mineralogías de tipo óxido (goetita). Estas partículas con núcleo y cubiertas irregulares de origen orgánico se pueden definir como oncoides ferruginosos. Otras partículas con cubiertas parcialmente ferruginizadas con origen claramente orgánico son los denominados granos agregados (*grapestones*, *lumps*). Serían similares a los oncolitos pero con un mayor grado de complejidad ya que son producto de la aglutinación de diversos fósiles y otras partículas. No están totalmente ferruginizados o no lo están homogéneamente. Muchos adquieren tamaños superiores al milímetro. Los fósiles incrustantes suelen ser fragmentos de gran tamaño que no están completamente ferruginizados.

ETAPA 4: El último estadio de crecimiento de una partícula con envueltas ferruginizadas correspondería con cementaciones alrededor de la partícula previamente formada, que corresponden con un cemento circumgranular anisopaco que cubre total o parcialmente la superficie externa de la partícula ferruginizada. Este cemento suele ser bertierínico y en ocasiones aparece afectado por

procesos posteriores de recristalización y disolución. Esta fase no siempre aparece en todos los niveles con partículas ferruginosas. De hecho, en algunas muestras aparecen simultáneamente partículas con este cemento en empalizada y otras que no lo presentan.

ETAPA 5: Las partículas ferruginizadas pueden sufrir un proceso de mineralización (adición o sustitución de componentes minerales) total o parcial posteriormente, apareciendo procesos de reemplazamiento a carbonatos que destruyen la textura original en cierto grado. En este caso suelen quedar residuos de la mineralogía de hierro original en forma de grumos. Otra forma de mineralización sería el reemplazamiento por crecimiento de sulfuros de hierro, pero esto no ocurre tan habitualmente como la sustitución por carbonatos.

La sucesión de estas etapas permite reconocer una secuencialidad de procesos que como resultado daría lugar a las distintas partículas descritas, que muestran diferentes grados de desarrollo del proceso total. Las muestras con partículas cubiertas ferruginizadas, suelen aparecer en determinados intervalos estratigráficos. La presencia de estas partículas permite reconocer una pauta temporal de formación de partículas con cubiertas ferruginosas comenzando con las primeras etapas y finalizando por las últimas. Los niveles inferiores suelen presentar partículas en un estado equivalente a la etapa 1. Posteriormente a este primer estadio se le añaden las etapas 2 y/o 3 (puesto que siguen formándose proto-partículas). En muchos casos coexisten partículas que alternan distintas etapas en la misma muestra. Esto permite suponer que los procesos relativos a la formación de las envueltas ferruginizadas una vez que se desencadenan se mantienen durante cierto tiempo. La diferencia sería el grado de desarrollo de la partícula, que dependería del tiempo de formación. Posiblemente cuanto más tiempo transcurriese hasta el enterramiento definitivo a una profundidad a partir de la cual ya no fuese susceptible de exhumarse, se reconocerán mayor número de etapas de las anteriormente mencionadas. Es pues un proceso acumulativo con sucesivas fases de reelaboración el que permite el desarrollo de partículas ferruginosas cubiertas plenamente desarrolladas dentro de la serie estratigráfica.

Los estudios de difracción de rayos-x, junto con la determinación de elementos mayores y menores mediante Fusion-ICP muestran que las composiciones de las rocas con partículas ferruginosas estudiadas incluyen la calcita como mineral predominante (65-85%), ya que la matriz de la roca, así como la mayor parte de los componentes aloquímicos son calcáreos. El siguiente mineral que aparece por orden de abundancia es la bertierina (8-17%). Los silicatos como el cuarzo o la caolinita aparecen en tercer lugar, con porcentajes inferiores por lo general al 5%. De forma accesoria, aparecen mineralogías que contienen P y Ti, como el apatito y la ilmenita (< 3%).

Los análisis de los elementos de las tierras raras muestran que las muestras de rocas con partículas ferruginosas estudiadas parecen tener patrones de elementos de tierras raras similares a otros análisis realizados por otros autores. Dado que estos otros análisis corresponden tanto a muestras de rocas de diferentes edades y diferentes orígenes (rocas volcánicas y rocas sedimentarias con partículas ferruginizadas), se propone un nexo común para que los patrones muestren una tendencia parecida. Una explicación plausible sería el origen común de los elementos, con la salvedad de los rangos de concentración que varían entre rocas ígneas y sedimentarias. Este origen común podría estar vinculado con una fuente exhalativa. Dado que en la Cordillera Ibérica meridional se han documentado procesos de volcanismo en torno al límite Jurásico Inferior-Medio, simultáneamente podrían haber actuado procesos asociados de hidrotermalismo en la zona más

noroccidental, o en su defecto, los elementos suministrados por el volcanismo podrían haberse mezclado en las aguas marinas y haber alcanzado concentraciones significativas para que en las zonas más noroccidentales se produjese la formación de rocas sedimentarias carbonáticas que incorporasen dichos elementos.

9.1 DESARROLLO SECUENCIAL Y CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

9.1.1 INTRODUCCIÓN

Las secciones descritas en cada uno de los cuatro sectores estudiados, han sido correlacionadas para reconocer la distribución espacio-temporal de los materiales. Se han definido las secuencias como **secuencias limitadas por discontinuidades**, cuya posición y amplitud se han establecido con gran precisión en base a la distribución de ammonoideos. En el caso del Aaleniense no es fácilmente evidenciable marcar en estas secuencias una polaridad en términos de tendencias relativas de subidas y bajadas del nivel del mar. En el caso de series condensadas hay que destacar que no siempre aparecen criterios definitorios que marquen una impronta eustática, y que la definición de la subida/bajada relativa del nivel del mar hay que contrastarla con todos los datos disponibles para conseguir la mayor congruencia posible.

Los límites de las secuencias, establecidos mediante las asociaciones de los ammonoideos, coinciden en la gran mayoría de los casos estudiados con discontinuidades estratigráficas, cambios de textura de los materiales y distintos patrones de arquitectura sedimentaria. En algunos casos estas discontinuidades suponen lagunas cuya amplitud temporal ha sido establecida con resolución a nivel de Subzona. Según la definición propuesta por Mitchum (1977), una secuencia implica “una sucesión original relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, que están limitados por discontinuidades o por sus conformidades relativas”, esta definición es una modificación de la propuesta anterior de Sloss (1963). La amplitud temporal que abarcan las secuencias se relaciona con intervalos de aproximadamente un millón de años, que corresponden con secuencias de tercer orden (o secuencias deposicionales), en el sentido de Vail *et al.* (1977). La diferenciación de los diferentes cortejos sedimentarios en series condensadas no es sencilla. Como en la mayor parte de las secuencias condensadas que identificamos aparecen partículas ferruginizadas, se deben tener en cuenta los enfoques que proponen los autores que han trabajado con este tipo de partículas.

9.1.2 ZONA DE ESTUDIO

En el caso de las series analizadas en este trabajo se han identificado cinco secuencias principales, cuyo desarrollo se muestra en la figura 9.1. Se observan diferencias en el desarrollo de las secuencias tanto espacial como temporalmente. Los cuatro sectores estudiados se caracterizan por presentar diferentes patrones sedimentarios, y en cada uno de ellos las secuencias identificadas tienen unas características peculiares. Las secuencias definidas tienen en conjunto una tendencia a representar progresivamente series más condensadas a lo largo del intervalo estudiado.

9.1.2.1 SECTOR SUROCCIDENTAL (Banda meridional)

Tejada, Rabanera del Pinar, Hontoria del Pinar, Talveila y Las Fraguas

Las cinco secuencias identificadas se muestran en la figura 9.2. La primera secuencia, que muestra un mayor desarrollo en cuanto a espesor, corresponde con una alternancia de margas y niveles de calizas *wackestone-packstone*. La segunda secuencia está representada por

un mayor predominio de los tramos margosos frente a los calcáreos, con la excepción de la sección de Tejada que presenta bancos calcáreos bien desarrollados. La tercera secuencia corresponde con niveles calcáreos *packstone* que se estratifican en bancos potentes. La cuarta secuencia aparece representada por una alternancia rítmica de calizas *mudstone* y margocalizas, a excepción de Tejada, donde predominan las calizas *mudstone*. La última secuencia es la que desarrolla el menor espesor de las cinco, y se caracteriza por el desarrollo de calizas que contienen partículas ferruginizadas. La sección de Tejada parece corresponder con un subambiente sedimentario algo diferente al resto de las secciones.

SECUENCIA 1: AALENSIS *P.P.*-COMPTUM *P.P.* (Zona Aalensis *p.p.*–Subzona Comptum *p.p.*)

La base se sitúa en la parte más margosa de la alternancia de calizas y margas del Toarciense superior. Esta primera secuencia, en comparación con el resto de sectores, adquiere la mayor potencia relativa en este sector (excepto en Tejada). La alternancia de los materiales es muy regular. En las series de Tejada y en la parte inferior de la secuencia en Rabanera aparecen oncoides y *grapestones* parcialmente ferruginizados. En la parte terminal de la secuencia aparecen encostramientos ferruginosos y el límite superior corresponde con un nivel erosivo, con muestras de cementación precoz, que indica un nivel de discontinuidad.

SECUENCIA 2: COMPTUM *P.P.* (Subzona Comptum *p.p.*)

Presenta espesores más reducidos que los anteriores, correspondiéndose con un tramo con predominio de margas, que aparecen intensamente bioturbadas y con un menor desarrollo de los bancos calcáreos, exceptuando la sección de Tejada, donde aparecen bancos de calizas *packstone*. La base de la secuencia está caracterizada por la presencia de una discontinuidad datada mediante las asociaciones de ammonoideos como intra-Comptum. En las series margosas, se observa una disminución progresiva del espesor de esta secuencia de NO a SE. Se identifica un doble ciclo de profundización-somerización, con el término inferior (profundización) más desarrollado. En los últimos niveles aparecen fragmentos fósiles ferruginizados. El límite superior de la secuencia corresponde con superficies de tipo *hard-ground* con perforaciones y evidencias de erosión.

SECUENCIA 3: MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (Zonas Murchisonae-Bradfordensis)

Tiene potencias equiparables a la secuencia anterior, y está compuesta por gruesos bancos de calizas *packstone*. La base de la secuencia se caracteriza por la presencia de una discontinuidad que separa las Zonas Opalinum y Murchisonae del Aaleniense, como muestra el contenido fósil reconocido. Se observa una tendencia más o menos generalizada de disminución progresiva del espesor de esta secuencia de SE a NO, al contrario que ocurría en la secuencia anterior. Corresponde con una secuencia de somerización. Puntualmente aparecen algunos bioclastos ferruginizados. El límite superior presenta superficies erosivas, marcando una superficie de discontinuidad.

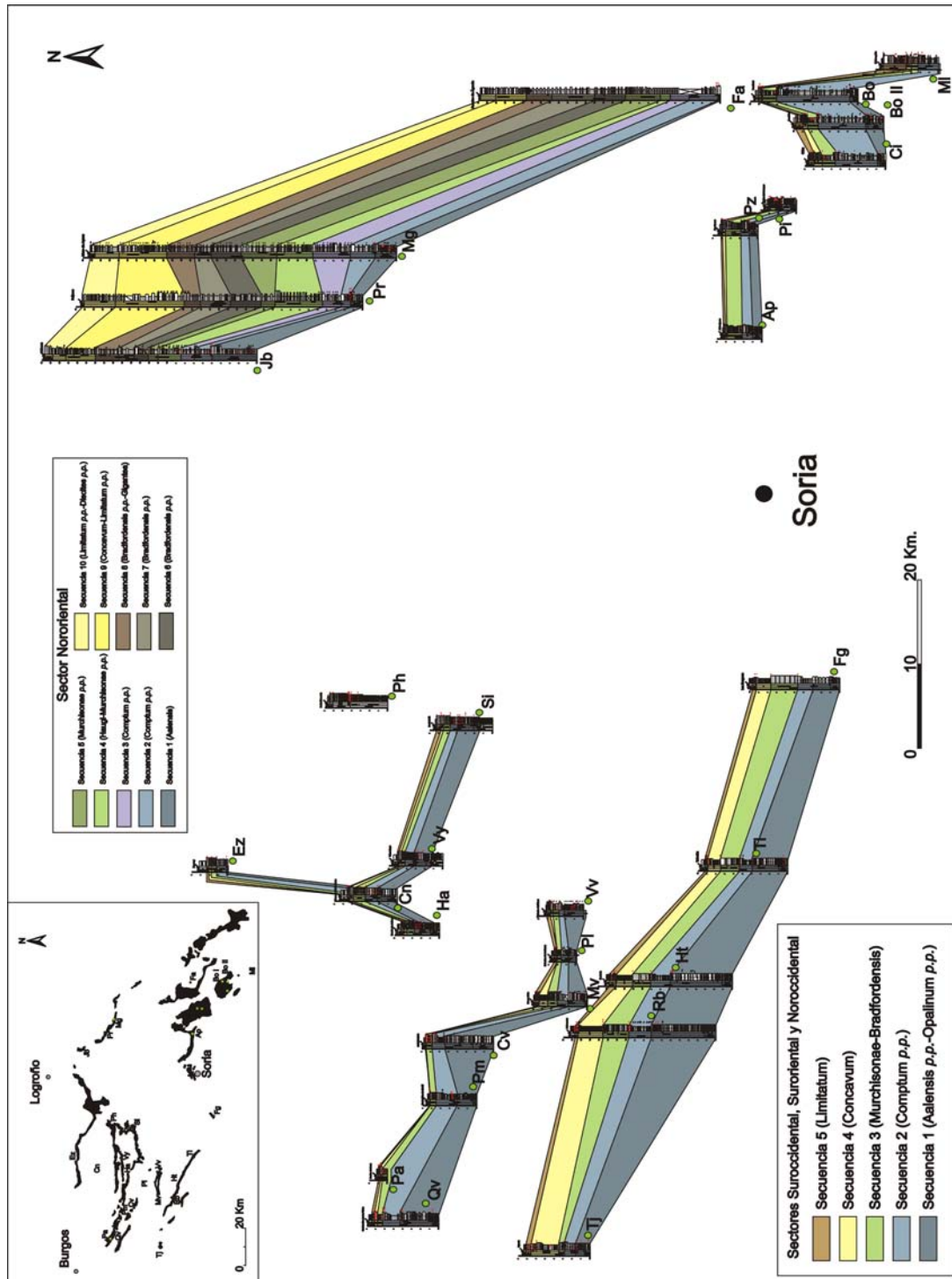


Figura 9.1. Correlación secuencial de las secciones estudiadas.

SECUENCIA 4: CONCAVUM (Subzona Concavum)

Compuesta por una alternancia rítmica de calizas *mudstone* y margocalizas, excepto en Tejada, donde está representada únicamente por bancos de caliza con textura *mudstone*. En la base se desarrolla una discontinuidad que limita las Zonas Bradfordensis y Concavum, como muestran las asociaciones de ammonoideos. El espesor de la secuencia muestra una tendencia a reducirse de NO a SE, con un patrón contrario a la secuencia anterior, pero similar al de la secuencia 2. corresponde con una secuencia de somerización. En Talveila aparecen puntualmente en el techo de la secuencia bioclastos ferruginizados. El límite superior, donde se desarrollan *hard-grounds* con importantes sistemas de perforaciones y superficies erosivas, representa una superficie de discontinuidad.

SECUENCIA 5: DISCITES (Zona Discites)

La quinta secuencia es mucho más reducida que las anteriores. Los materiales que la componen son calizas *packstone-wackestone*, que contienen bioclastos, intraclastos, ooides y oncoides ferruginizados. La base representa una discontinuidad que mediante las asociaciones de ammonoideos que aparecen por encima y por debajo de ésta, evidencian un aumento progresivo en la entidad de esta discontinuidad de NO a SE. En Tejada limita las Subzonas Limitatum (Zona Concavum) y Discites, y en Hontoria, Talveila y Las Fraguas representa una laguna que afecta al menos a la totalidad de la Subzona Limitatum de la Zona Concavum y posiblemente a parte de la Zona Discites. Se observa la presencia de litoclastos procedentes del techo de la secuencia anterior en las secciones de Talveila, Rabanera del Pinar y Hontoria del Pinar. Los mayores espesores relativos de esta secuencia aparecen en Hontoria del Pinar y en Tejada. Se reconocen dos secuencias menores de somerización, en las que aparecen ammonoideos con diferente grado de reelaboración. El límite superior de la secuencia está afectado por superficies erosivas, y marca una discontinuidad entre las Zonas Discites y Laeviuscula del Bajociense.

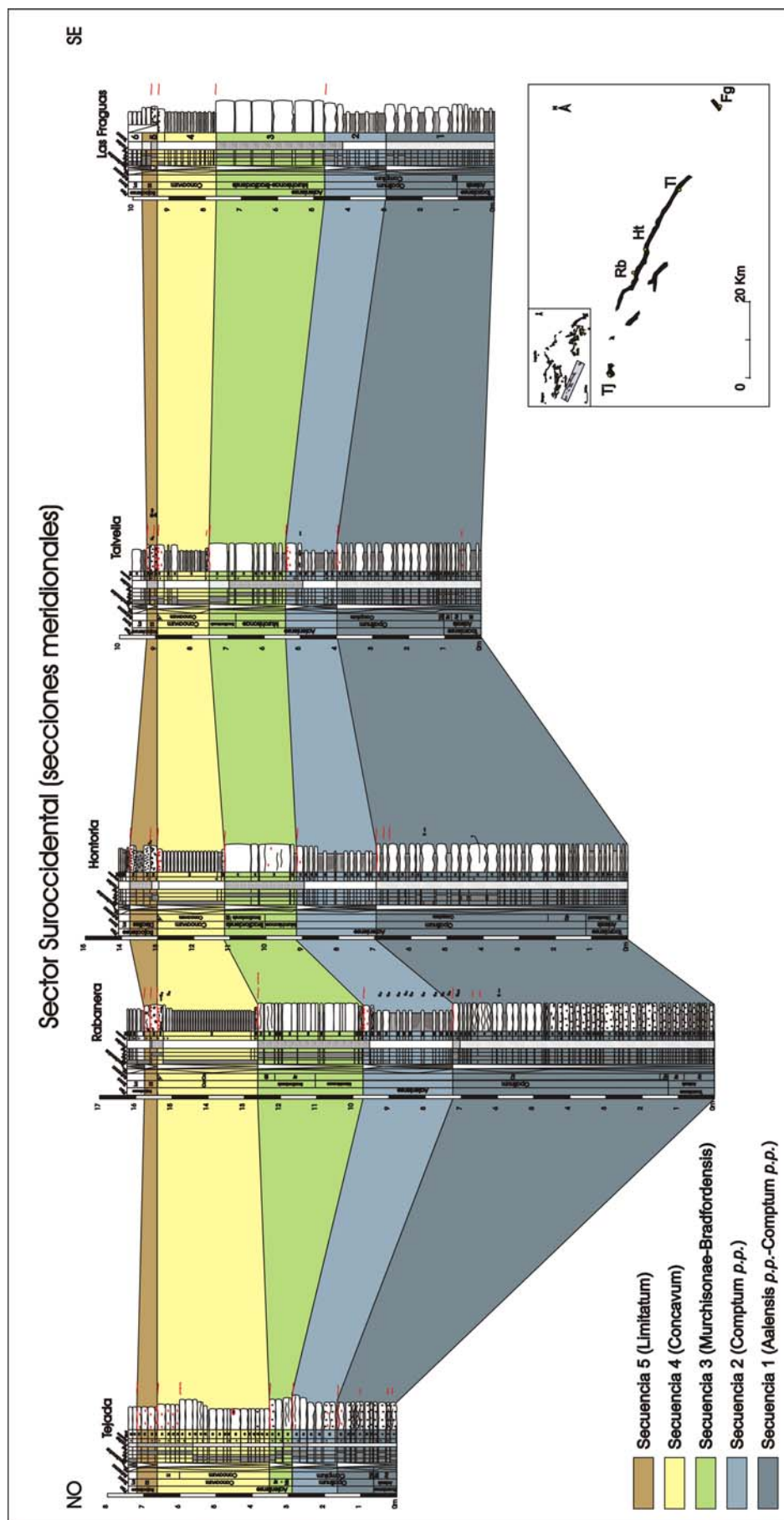


Figura 9.2. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Suroccidental (banda meridional)

9.1.2.2 SECTOR SUROCCIDENTAL (Bandas noroccidentales)

Quintanilla de las Viñas, Paules de Lara, Piedrahita de Muñó, Castrovido, Moncalvillo, Palacios de la Sierra y Vilviestre del Pinar

Se reconocen cinco secuencias, cuya distribución espacio-temporal se refleja en la figura 9.3. Las dos primeras secuencias adquieren un espesor relativo mayor que las tres últimas, pudiendo incluso no estar representada alguna de ellas, como ocurre en las secciones de Castrovido y Piedrahita de Muñó. La primera secuencia corresponde con una alternancia de calizas y margas, la segunda con un gran desarrollo de niveles margosos frente a los calcáreos, y las tres restantes, están representadas por niveles marcadamente calcáreos. Las dos primeras secuencias muestran una doble tendencia de profundización-somerización. Las tres restantes corresponden con secuencias de somerización. Destaca su carácter progresivamente más condensado y el desarrollo de discontinuidades a techo de las secuencias. En las bandas noroccidentales de este sector se aprecian tres zonas, ya que algunas secciones muestran secuencias con características híbridas con el Sector Noroccidental y con las de la banda meridional de este sector. Las secciones de Quintanilla de las Viñas y la sección parcial de Paules de Lara, muestran un patrón particular similar entre ellas, lo mismo sucede con las secciones de Piedrahita de Muñó y Castrovido, pero diferenciándose a su vez de las dos anteriores. Las secuencias superiores de la sección de Moncalvillo son parecidas a las que se identifican en las zonas meridionales de este sector, pero las inferiores son a su vez parecidas a las de las bandas noroccidentales. Las secuencias superiores de las secciones de Palacios de la Sierra y Vilviestre del Pinar muestran rasgos similares a las que se reconocen en el Sector Noroccidental, pero de nuevo, las inferiores muestran un estilo equiparable a las bandas noroccidentales.

SECUENCIA 1: AALENSIS *P.P.*-COMPTUM *P.P.* (Zona Aalensis *p.p.*-Subzona Comptum *p.p.*)

La base de la secuencia corresponde con un cambio en la arquitectura de disposición de los estratos y con cambios texturales de estos, que corresponde con materiales de la Zona Aalensis del Toarciense superior, evidenciada por el contenido en ammonoideos. En las secciones de Paules de Lara, Piedrahita de Muñó, Palacios de la Sierra y Vilviestre del Pinar no aflora el límite inferior de la secuencia. En Vilviestre del Pinar aparecen bioclastos ferruginizados. Esta secuencia tiene un componente inferior que corresponde con un aumento relativo del nivel del mar, que queda reflejado por una mayor proporción de margas y de calizas *wackestone-mudstone*. La porción superior de la secuencia muestra un progresivo aumento en el contenido calcáreo y las calizas son tipo *wackestone-packstone*. El límite superior de la secuencia corresponde con una cicatriz erosiva que marca una discontinuidad.

SECUENCIA 2: COMPTUM *P.P.* (Subzona Comptum *p.p.*)

Esta secuencia es marcadamente margosa en las secciones de Quintanilla de las Viñas, Piedrahita de Muñó y Castrovido. En Moncalvillo, Palacios de la Sierra y Vilviestre del Pinar es más carbonatada. La base corresponde con una discontinuidad datada mediante las asociaciones de ammonoideos como intra-Comptum. En todas las localidades se identifica un componente de profundización (margas o calizas *mudstone*) y otro de somerización independientemente de las litologías. En esta secuencia, concretamente en la parte superior de las series, aparecen diferentes tipos de partículas y bioclastos ferruginizados. El límite superior de la secuencia corresponde con una superficie erosiva muy desarrollada con encostramientos ferruginosos.

SECUENCIA 3: MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (Zonas Murchisonae-Bradfordensis)

Tiene un espesor destacablemente menor que las anteriores y está compuesta por calizas *wackestone-packstone*. La base se caracteriza por el desarrollo de una discontinuidad que limita las Zonas Opalinum y Murchisonae. Se corresponde con una secuencia de somerización. En algunos casos, la secuencia muestra una parte inferior más margosa. El límite superior de la secuencia corresponde con superficies erosivas o sistemas de perforaciones asociadas a la formación de *hard-grounds*.

SECUENCIA 4: CONCAVUM (Subzona Concavum)

La secuencia muestra unos espesores reducidos de calizas *wackestone-packstone* con la excepción de Moncalvillo, donde aparece una alternancia de margocalizas y calizas *mudstone*, como en los afloramientos de la banda meridional de este sector. No se reconoce en Castrovido ni en Piedrahita de Muñó, ya que la discontinuidad que aparece en la base representa diferente amplitud temporal en los distintos subsectores. Las asociaciones de ammonoideos ponen en evidencia una laguna estratigráfica que abarca la Subzona Gigantea de la Zona Bradfordensis, y concretamente en las secciones de Piedrahita de Muñó y Castrovido, esta laguna estratigráfica es aún mayor, abarcando al menos parte de la Zona Bradfordensis, la totalidad de la Zona Concavum del Aalenense superior y posiblemente parte de la Zona Discites del Bajociense inferior. En la mayoría de las secciones contienen partículas con cubiertas ferruginizadas o bioclastos ferruginizados, excepto en Moncalvillo y Vilviestre del Pinar. Corresponde con una secuencia de somerización. El límite superior corresponde con una discontinuidad, que aparece reflejada por la aparición de *hard-grounds* con perforaciones bien desarrolladas o costras ferruginosas.

SECUENCIA 5: DISCITES (Zona Discites)

Está representada por calizas *wackestone-packstone* que contienen partículas con cubiertas ferruginizadas (oncoides y ooides) y bioclastos ferruginizados. En Castrovido y en Piedrahita de Muñó es posible que se corresponda con una capa de calizas centimétrica. En Moncalvillo, Paules de Lara, Quintanilla de las Viñas y Vilviestre del Pinar, la base está caracterizada por el desarrollo de una discontinuidad que se corresponde con una laguna de amplitud variable que parece afectar a la totalidad de la Subzona Limitatum de la Zona Concavum, en Piedrahita de Muñó, Castrovido y Palacios de la Sierra de secciones parece abarcar parte de la Zona Concavum (y concretamente en Castrovido y Piedrahita de Muñó, donde la laguna es mayor, abarcando desde parte de la Zona Bradfordensis). Según las secciones representa una o dos secuencias de somerización. El límite superior corresponde con una superficie erosiva que marca una discontinuidad y también se observa un marcado cambio textural con las calizas *mudstone* de la Zona Laeviuscula. Esta discontinuidad marca el límite entre las Zonas Discites y Laeviuscula, del Bajociense inferior.

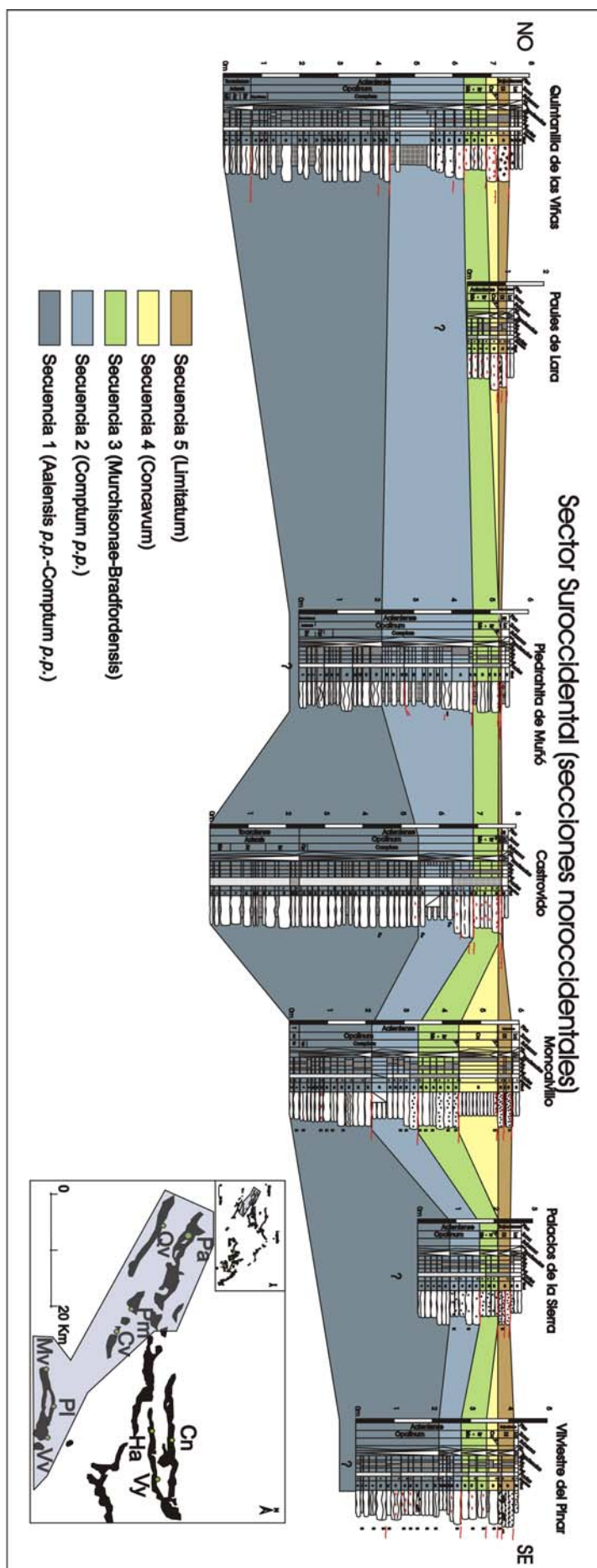


Figura 9.3. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Suroccidental (banda noroccidentales)

9.1.2.3 SECTOR SURORIENTAL (banda occidental)

Aldealpozo, Pinilla del Campo y Pozalmuro

El desarrollo de las cinco secuencias identificadas se muestra en la figura 9.4. Las dos primeras secuencias están representadas por alternancias de calizas y margas, y las otras tres son más calcáreas. La secuencia que muestra mayor desarrollo en términos de potencia es la tercera, y en esta banda del sector corresponde con calizas fundamentalmente *packstone* frecuentemente afectadas por procesos de dolomitización, apareciendo ocasionalmente calizas *mudstone* en la sección de Pozalmuro. En esta sección también se observa pérdida de la textura original por procesos de disolución y recristalización en el desarrollo de la tercera secuencia. Las dos últimas secuencias muestran un mayor grado de condensación que las anteriores y contienen partículas con cubiertas ferruginizadas.

SECUENCIA 1: AALENSIS P.P. (Zona Aalensis p.p.)

La base de la secuencia se sitúa en la alternancia de margas y calizas *wackestone* que se desarrolla durante el Toarciense superior. Corresponde con una secuencia de somerización. En los niveles superiores de la secuencia en las secciones de Aldealpozo y Pozalmuro se encuentran bioclastos ferruginizados y nódulos con minerales de hierro respectivamente. El límite superior corresponde con una discontinuidad que se evidencia por la aparición de un nivel erosivo.

SECUENCIA 2: COMPTUM P.P. (Subzona Comptum p.p.)

Está compuesta por calizas *wackestone-packstone*, que representan una secuencia de somerización. La base corresponde con una discontinuidad, y las asociaciones de ammonoideos que aparecen por debajo y por encima de ésta, indican que corresponde con una laguna estratigráfica que abarca al menos la totalidad de la Subzona de Opalinum, y posiblemente parte de las Subzonas de Buckmani y Comptum. En la localidad de Pozalmuro aparecen oolitos y oncolitos ferruginizados en los últimos niveles de esta secuencia. El límite superior muestra el desarrollo de una superficie erosiva.

SECUENCIA 3: MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (Zonas Murchisonae-Bradfordensis)

La tercera secuencia es la más potente y corresponde a calizas *packstone*. La base corresponde con una discontinuidad que limita las Zonas Opalinum y Murchisonae, como se ha evidenciado por el contenido fósil. La parte inferior de ésta secuencia en la serie de Pozalmuro muestra unas características particulares, estando representado por calizas *mudstone*, que aparecen muy alteradas. La textura original se pierde puntualmente (en algunos niveles totalmente) ya que aparecen evidencias de disolución y recristalización. Lateralmente, en las otras dos secciones el término basal aparece afectado por dolomitizaciones puntuales. El término superior de la secuencia en todas las series consta de calizas *packstone*. En Aldealpozo y en Pinilla del Campo aparecen litoclastos y oncoides ferruginizados respectivamente en los niveles superiores de la secuencia. El límite superior aparece afectado por una superficie erosiva evidenciando una discontinuidad que limita las Zonas Bradfordensis y Concavum.

SECUENCIA 4: CONCAVUM (Subzona Concavum)

Está representada por un intervalo poco potente de sedimentos. Corresponden con calizas *packstone-wackestone* que contienen bioclastos, ooides y oncoides ferruginizados. En la base se identifica una discontinuidad que implica una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Gigantea, como se ha podido evidenciar por las asociaciones de ammonoideos, aunque es más dudosa esta atribución en la sección de Pozalmuro. Parece existir una tendencia a la somerización. El límite superior de la secuencia aparece afectado por una superficie erosiva.

SECUENCIA 5: DISCITES (Zona Discites)

La quinta secuencia es similar a la anterior, ya que corresponde con calizas *packstone*, en facies condensadas, donde se reconocen oncoides y ooides ferruginosos en los materiales. La base está representada por una discontinuidad. En Pinilla del Campo las asociaciones de ammonoideos infra- y suprayacentes reflejan la existencia de una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Limitatum. El límite superior de la secuencia corresponde con un nivel erosivo que implica una discontinuidad entre las Zonas Discites y Laeviuscula.

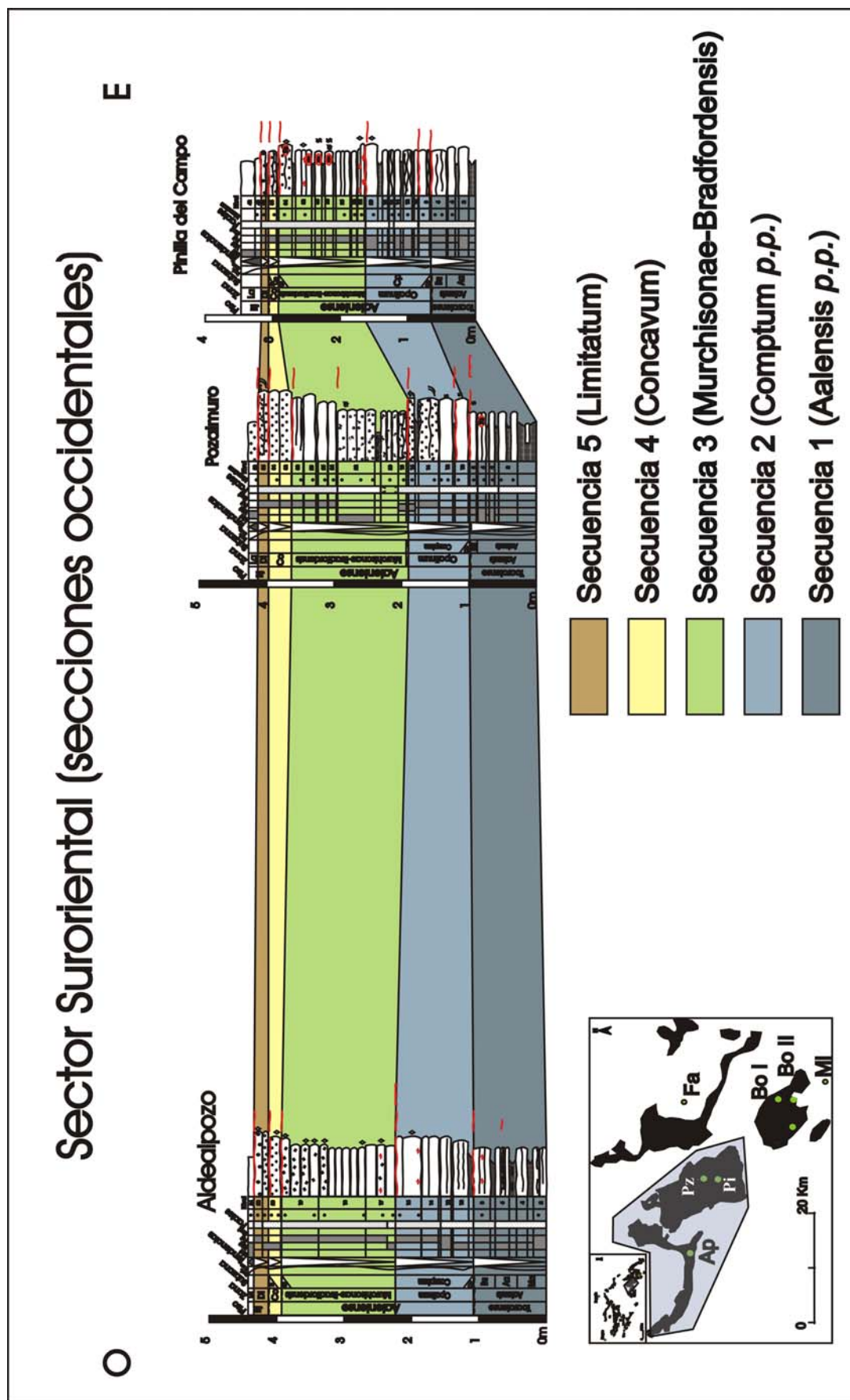


Figura 9.4. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Suroriental (banda occidental)

9.1.2.4 SECTOR SURORIENTAL (banda oriental)

Ciria, Borobia I, Borobia II y Malanquilla

Se han reconocido cinco secuencias, que aparecen representadas en la figura 9.5. Previamente en esta zona, García-Frank *et al.* (2004) reconocieron otras cinco secuencias en la sección de Ciria. En el presente trabajo se modifican ligeramente las secuencias anteriormente propuestas, ya que la previamente denominada secuencia 1, corresponde con la denominada subsecuencia 1.1 en el presente estudio y la denominada secuencia 2 del trabajo citado, incluye lo que aquí se diferencia como subsecuencia 1.2 y secuencia 2. El criterio ha sido cambiado tras correlacionar la sección con otras cercanas y observar pautas más generales en el desarrollo de facies. Hay que destacar, que el cambio propuesto corresponde con divisiones ya observadas en el desarrollo de las anteriores secuencias 1 y 2, que han sido agrupadas en partes diferentes. El resto de secuencias son equiparables.

En la banda oriental del sector las calizas de la primera secuencia adquieren espesores algo menores en comparación con otros sectores. La segunda secuencia es marcadamente margosa y muestra unos espesores muy acusados, los mayores de toda el área de estudio. Se evidencia un ciclo completo de profundización-somerización, con un importante componente de profundización, a techo del cual aparece un sistema de perforaciones que corresponde a una discontinuidad. La tercera secuencia está representada por calizas *mudstone* con nódulos de minerales de hierro (piritas oxidadas). Las dos últimas secuencias son progresivamente más condensadas y aparecen en ellas partículas con cubiertas (ferruginizadas o no ferruginizadas, según las secciones). Excepcionalmente, la quinta secuencia aparece muy bien desarrollada en la localidad de Malanquilla, reflejando variaciones tectónicas locales sobre la impronta eustática regional.

SECUENCIA 1: AALENSIS *P.P.*-COMPTUM *P.P.* (Zona Aalensis *p.p.*- Subzona Comptum *p.p.*)

La secuencia 1 está formada por dos subsecuencias. La subsecuencia 1.1 está formada por una alternancia de calizas y margas, con calizas que varían entre *wackestone* y *packstone*, y el contenido en ammonoideos data los materiales como Toarciense superior. En el techo aparece un nivel de discontinuidad. La base de la subsecuencia 1.2 corresponde con una discontinuidad importante (discordancia erosiva), que se evidencia por el desarrollo de una superficie erosiva en el techo de la subsecuencia anterior y por las asociaciones de ammonoideos encontradas por encima y por debajo de ésta. Esta discontinuidad es menor en la zona oriental de la banda y su entidad aumenta progresivamente hacia la zona occidental. En la sección de Ciria implica una laguna estratigráfica que abarca al menos las Subzonas Buckmani (Zona Aalensis, Toarciense superior) y Opalinum (Zona Opalinum, Aaleniense inferior) (García-Frank *et al.*; 2004), en la serie de Borobia II la laguna afecta al menos a la totalidad de la Subzona Opalinum, y en la serie de Borobia I la discontinuidad aparece limitando las Subzonas Buckmani y Opalinum. La parte superior de la secuencia también corresponde con una superficie de discontinuidad, pero de menor entidad que la de la base, que se evidencia por el desarrollo de una superficie erosiva.

SECUENCIA 2: COMPTUM *P.P.* (Subzona Comptum *p.p.*)

El predominio de margocalizas en esta secuencia, pone en evidencia un aumento relativo de profundidad respecto a la secuencia anterior. En esta banda el desarrollo de la fase margosa es importante en comparación con las secuencias equivalentes en el resto de sectores. La base de la

secuencia corresponde con una discontinuidad, que mediante el contenido en ammonoideos se data como intra-Comptum. Esta secuencia muestra una doble tendencia de profundización-somerización. Se observa otra discontinuidad dentro de la secuencia, que correspondería con la superficie de máxima inundación y que queda evidenciada por el desarrollo de un *hard-ground*. El término superior de la secuencia refleja una tendencia a la somerización. En el techo de la secuencia aparecen partículas ferruginizadas en las columnas de Borobia I y II y Malanquilla. El límite superior corresponde con una superficie erosiva, indicativa de una superficie de discontinuidad.

SECUENCIA 3: MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (Zonas Murchisonae-Bradfordensis)

Consta de calizas *mudstone* que contienen nódulos con minerales de hierro. El espesor de esta secuencia es menor que el de la anterior. La base de la secuencia consiste en un nivel de removilización con fósiles reelaborados que marca una discontinuidad entre las Zonas Opalinum y Murchisonae evidenciada por el contenido en ammonoideos infra- y suprayacentes. La gran homogeneidad textural dificulta la interpretación de cambios relativos del nivel del mar, pero parece intuirse una tendencia a la somerización hacia el techo. Es destacable la baja proporción de restos fósiles que aparecen en esta secuencia. El límite superior corresponde con un *hard-ground* que muestra perforaciones biogénicas.

SECUENCIA 4: CONCAVUM (Subzonas Concavum ± Limitatum)

Esta secuencia registra una apreciable variación de espesores en las distintas secciones. Los materiales que aparecen corresponden con calizas *wackestone-packstone*, que en los casos de las secciones de Ciria, Borobia II y Malanquilla corresponden con una secuencia de somerización. En Borobia I, esta secuencia aparece muy condensada, por lo que no se puede evidenciar tendencias. En la base aparece una discontinuidad que limita las Zonas Bradfordensis y Concavum del Aalenense. La parte superior de la secuencia suele presentar fenómenos de dolomitizaciones parciales. En esta secuencia aparecen diferentes tipos de granos agregados, tales como oncoides no ferruginizados, oncoides y ooides ferruginizados e intraclastos ferruginizados. El límite superior corresponde con una discontinuidad, que aparece reflejada en las diversas secciones por la aparición de *hard-grounds* con perforaciones bien desarrolladas, costras ferruginosas y superficies erosivas.

SECUENCIA 5: DISCITES (Zona Discites)

Está representada por materiales con espesor reducido en las series de Ciria, Borobia I y Borobia II, mientras que en Malanquilla adquiere un espesor visiblemente mayor. Los materiales que la componen son calizas *wackestone-packstone* que contienen granos cubiertos, en la mayoría de los casos ferruginizados, siendo la excepción la sección de Ciria, donde se reconocen oncoides sin rastro de ferruginización. En la base se desarrolla una discontinuidad que limita las Zonas Concavum del Aalenense superior y Discites del Bajociense inferior. Mediante el estudio de las asociaciones de ammonoideos que aparecen, se identifica una laguna estratigráfica que afecta a la Subzona Limitatum en todas las secciones, con la excepción de Borobia II, donde aparecen materiales asignables a esa Subzona. En Ciria, Borobia II y II se identifica una secuencia de somerización, mientras que en Malanquilla, donde la serie es relativamente más expandida, se llegan a identificar dos secuencias, separadas entre sí por una superficie erosiva. En la parte superior de la

secuencia aparecen superficies erosivas o desarrollo de importantes sistemas de perforaciones, que corresponden con una discontinuidad entre las Zonas Discites y Laeviuscula del Bajociense inferior.

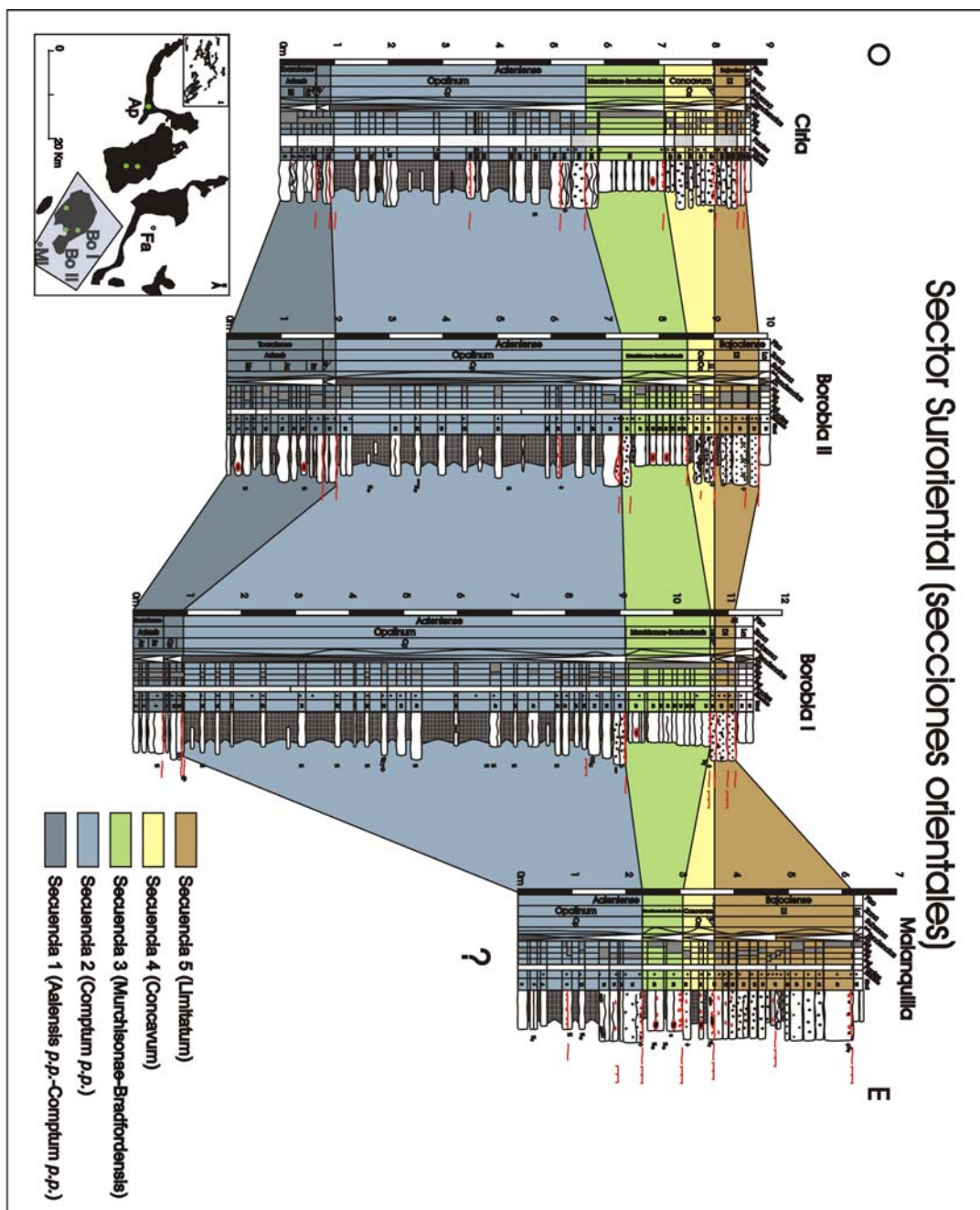


Figura 9.5. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Sureste (banda oriental)

9.1.2.5 SECTOR NOROCCIDENTAL

Huerta de Arriba, Canales de la Sierra, Ezcaray, Villavelayo, Santa Inés y Peña Hincada

Las cinco secuencias identificadas aparecen representadas en la figura 9.6. Este sector se caracteriza por presentar partículas ferruginizadas en la mayor parte de la serie, reflejando unas condiciones sedimentarias y geoquímicas particulares. Las dos primeras secuencias muestran un espesor mayor en comparación con el resto. Este sector muestra en conjunto calizas que varían entre *wackestone* y *packstone*, por lo que la removilización es importante, y no se observa desarrollo de tramos más margosos en ningún momento. La aparición de las partículas ferruginizadas se documenta en algunas secciones desde la primera secuencia, desarrollando tipologías que reflejan una secuencialidad de eventos, como se explica detalladamente en el capítulo de partículas ferruginizadas. Las dos primeras secuencias muestran tendencias de profundización y somerización, mientras que las tres últimas son texturalmente muy homogéneas. Estas tres secuencias superiores corresponden con intervalos progresivamente más condensados, pudiendo incluso estar ausentes Subzonas, como muestran las sucesiones de ammonioideos.

SECUENCIA 1: AALENSIS *P.P.*-COMPTUM *P.P.* (Zona Aalensis *p.p.*-Subzona Comptum *p.p.*)

La base de la secuencia corresponde con un cambio textural dentro de la alternancia de calizas y margas que se desarrolla durante el Toarciense superior, en el momento en que la serie tiene un incremento en el contenido en margas. En la sección de Canales de la Sierra se reconoce una pequeña discontinuidad al aparecer sedimentos más litificados en el techo de la secuencia anterior. En relación al contenido en ammonioideos, la base de la secuencia se localiza dentro de la Zona Aalensis del Toarciense superior. La secuencia 1 muestra una tendencia de somerización. En las secciones de Canales de la Sierra y Villavelayo aparecen bioclastos y partículas ferruginizadas en la parte superior de la secuencia. El límite superior corresponde con una superficie erosiva, en evidencias de litificación temprana, que es indicativa de una discontinuidad.

SECUENCIA 2: COMPTUM *P.P.* (Subzona Comptum *p.p.*)

Esta secuencia es similar a la anterior, con la salvedad de que el contenido carbonatado es mayor. La base está representada por una discontinuidad, que el contenido fósil ha permitido datar como intra-Comptum (Zona Opalinum). De nuevo se evidencia una tendencia de somerización. La principal característica es la aparición generalizada de bioclastos y partículas ferruginizadas, a excepción de la sección de Ezcaray, que es la más septentrional. En el límite superior se desarrolla una superficie erosiva, representando una discontinuidad.

SECUENCIA 3: MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (Zonas Murchisonae-Bradfordensis)

Se identifica por el desarrollo de un tipo concreto de asociación de bioclastos ferruginizados junto con partículas con cubiertas ferruginizadas (oncoides y ooides ferruginizados) que se estudia en detalle en el capítulo correspondiente. La base corresponde con una discontinuidad que limita las Zonas Opalinum y Murchisonae del Aalenense.

SECUENCIA 4: CONCAVUM (Subzona Concavum)

La cuarta secuencia tiene un desarrollo similar, pero en ella se identifican partículas con cubiertas ferruginizadas con envueltas más definidas que en la secuencia 3. La base corresponde con una discontinuidad en el límite entre las Zonas Bradfordensis y Concavum como se identifica mediante la asociación de ammonioideos. Esta secuencia muestra un mayor grado de condensación. En muchas ocasiones el desarrollo de las secuencias 3 y 4 en este sector sigue una tendencia a un aumento de la complejidad de las partículas (ver capítulo sobre partículas ferruginizadas). El límite superior corresponde con una superficie erosiva.

SECUENCIA 5: DISCITES (Zona Discites)

Esta secuencia es parecida a la anterior, pero las partículas cubiertas ferruginizadas que aparecen en los materiales son más evolucionadas (mayor desarrollo de envueltas) que las infrayacentes. La base corresponde a una discontinuidad que marca el límite entre las Zonas Concavum del Aalenense superior y Discites del Bajociense inferior. Las asociaciones de ammonioideos encontradas por debajo y por encima de la discontinuidad señalan la existencia de una laguna estratigráfica que abarca la totalidad de la Subzona Limitatum (Zona Concavum) y posiblemente parte de la Zona Discites. El espesor de esta secuencia, aunque sigue siendo relativamente poco potente, es mayor que el de la secuencia 4. El límite superior de la secuencia está representado por una superficie erosiva, caracterizando una discontinuidad que delimita las Zonas Discites y Laeviuscula del Bajociense inferior.

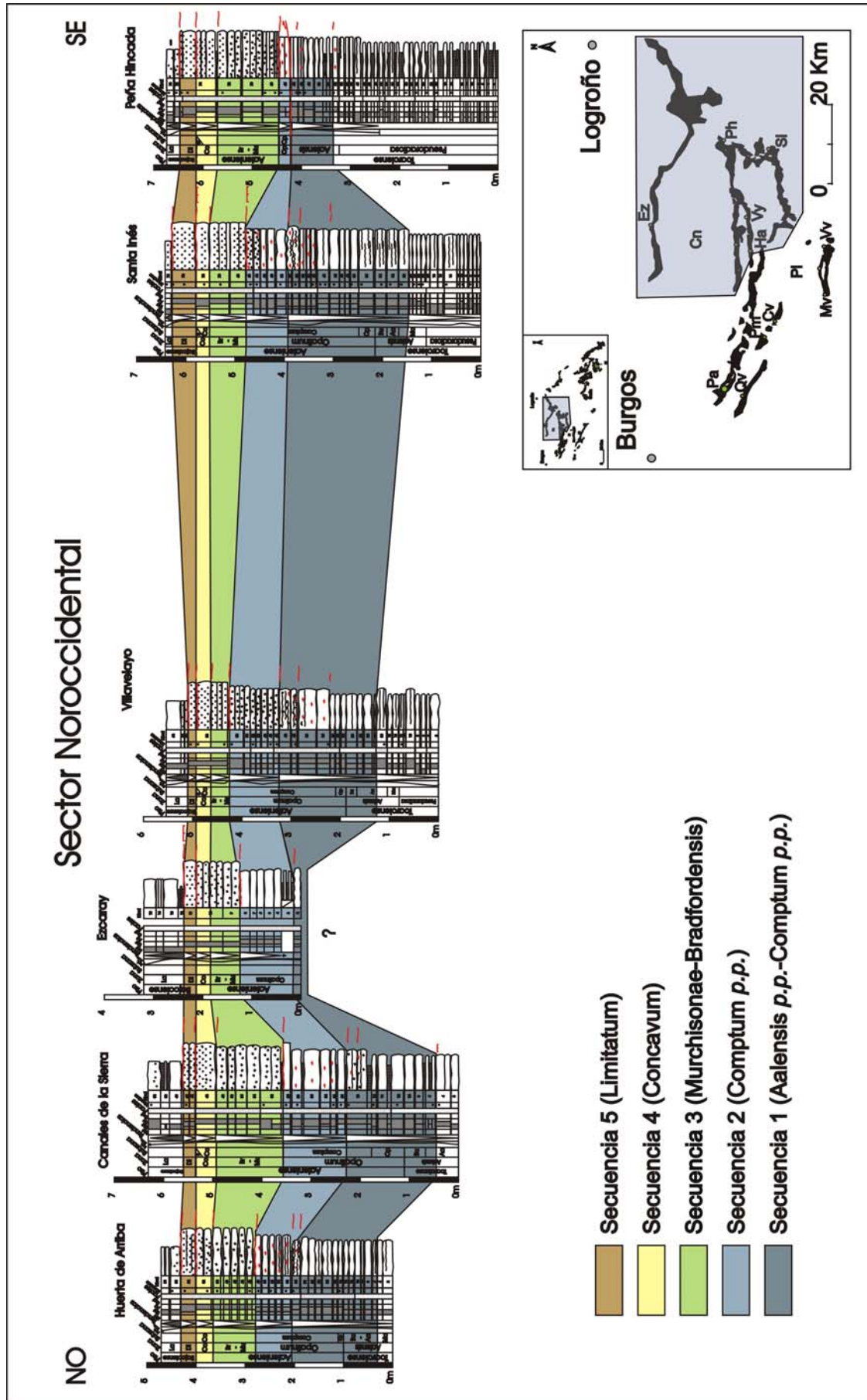


Figura 9.6. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Noroccidental

9.1.2.6 SECTOR NORORIENTAL

Jubera, Préjano, Muro de Aguas y Fuentes de Ágreda

Este sector es totalmente diferente a los cinco restantes, tanto en el desarrollo de espesores, como en la arquitectura sedimentaria que presenta. Las características que se observan concuerdan más con los patrones de sedimentación de los materiales de la misma edad que aparecen en otras cuencas, como la Cantábrica. El accidente tectónico que representa el cabalgamiento N de Cameros (Fig. 2.3) separa este sector de los anteriores, por lo que representa un sector con condiciones iniciales de deposición muy diferentes a los observados en la zona Septentrional de la Cuenca Ibérica. La serie estudiada muestra caracteres típicos de medios hemipelágicos. Existe una gran homogeneidad en los materiales, que corresponden con alternancias de margas y calizas. La mayor diferencia que se aprecia es la proporción variable de ambos materiales dentro de la serie, por lo que se utiliza esta evidencia como criterio principal al diferenciar las secuencias propuestas, cuyos límites coinciden con los de las biozonas identificadas. La figura 9.7 muestra las diez secuencias principales que se desarrollan en este sector. Temporalmente se correlacionan con las secuencias 1, 2, 3, 4 y 5 identificadas en el resto de los sectores estudiados, si bien, en este sector se evidencian todas las subzonas del Aaleniense, mientras que en el resto existen importantes lagunas estratigráficas. En este sector, a excepción de la discontinuidad basal, no aparecen discontinuidades limitando las secuencias, por lo que mostrarían episodios de sedimentación más continuos y homogéneos que en el resto de sectores, como se puede apreciar además por los espesores de los materiales. Las asociaciones de ammonioideos nos han permitido datar estas secuencias, ya que aparecen representantes de todas ellas.

SECUENCIA 1: AALENSIS (Zona Aalensis *p.p.*)

La base se encuentra dentro de las alternancias calcáreo-margosas del Toarciense superior. Los paquetes calcáreos, aunque finos, aparecen relativamente juntos y hacia el techo de la secuencia muestran mayor resalte topográfico. A lo largo de la secuencia aparecen bioclastos y nódulos ferruginizados en determinados niveles, aumentando su proporción hacia la parte superior. Corresponde con una secuencia de somerización. En el techo de la secuencia aparecen dos niveles irregulares, cuyos techos están representados por superficies erosivas ferruginizadas que marcan dos discontinuidades. Esta secuencia muestra mayor potencia en la sección de Jubera.

SECUENCIA 2: COMPTUM *P.P.* (Subzona Comptum *p.p.*)

La base de la secuencia 2 coincide con una discontinuidad importante en este área. La asociación de ammonioideos que aparece por encima y por debajo de la discontinuidad, indica la existencia de una laguna estratigráfica que abarca al menos la totalidad de la Subzona Opalinum, incluyendo en la sección de Jubera también la Subzona Buckmani. El espesor de la secuencia 2 es reducido en comparación con la anterior, excepto en la sección de Muro de Aguas, donde se mantienen las potencias. Los materiales, alternancias de margocalizas y calizas, con predominio de las primeras, son estratocrecientes, evidenciando una secuencia de somerización.

SECUENCIA 3: COMPTUM *p.p.* (Subzona Comptum *p.p.*)

En esta secuencia los materiales comienzan a evidenciar un predominio de los niveles margosos frente a los calcáreos. Aparecen frecuentes estructuras de bioturbación, algunas pertenecientes al icnogénero *Chondrites*. Corresponde con una secuencia de somerización, y la

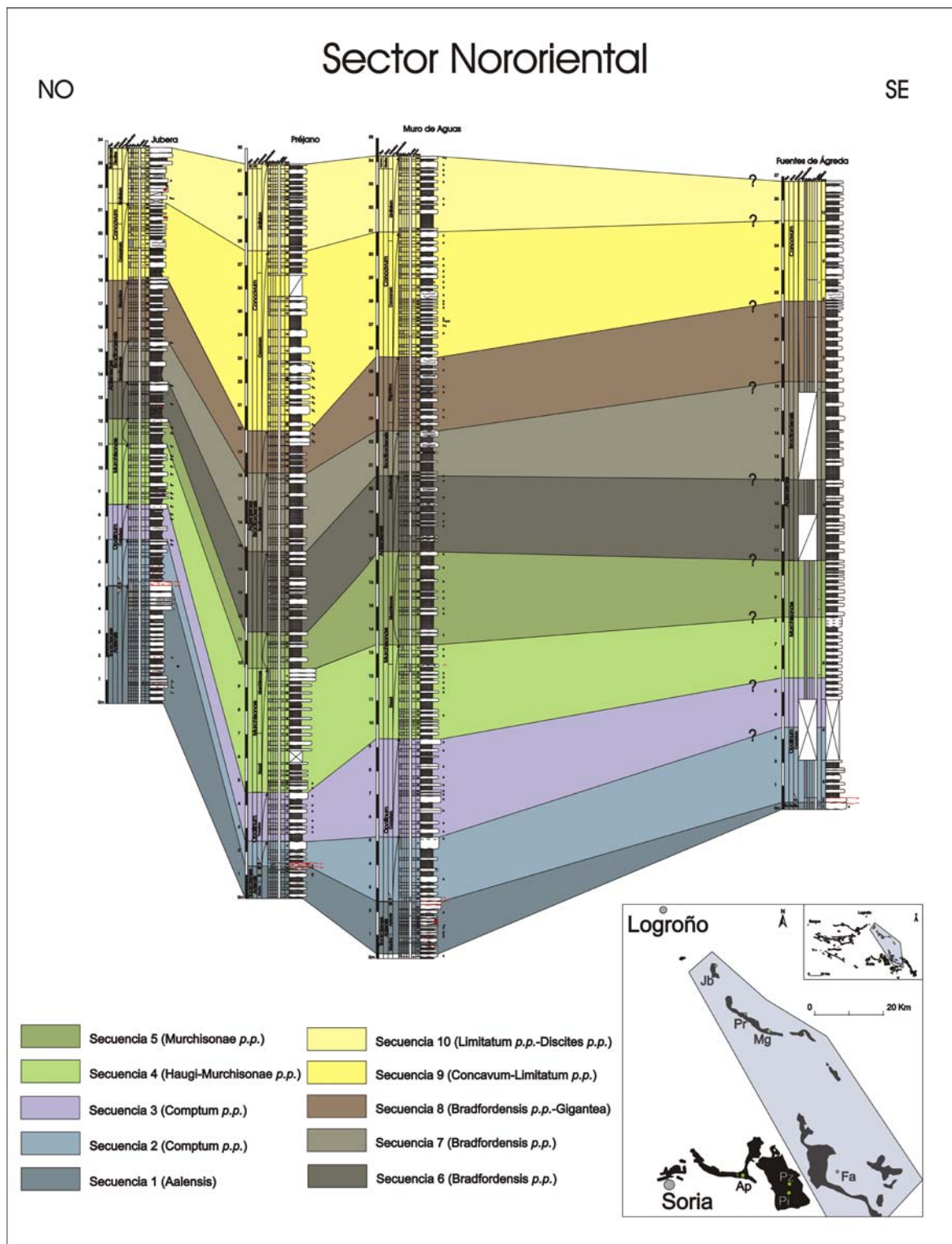


Figura 9.7. Diagrama de correlación de las secuencias identificadas en el Sector Nororiental.

característica más relevante es la variación de espesores que muestra esta secuencia en las diferentes secciones depositándose los mayores espesores en Muro de Aguas.

SECUENCIA 4: HAUGI-MURCHISONAE (Subzonas Haugi-Murchisonae)

La secuencia 4 muestra evidencias de profundización respecto a las secuencias anteriores, reflejándose con el llamativo predominio de las margas. Siguen identificándose señales de bioturbación en los materiales, que muestran una tendencia a ser estratocrecientes, marcando una secuencia de somerización. Las mayores potencias se depositan en la sección de Préjano, pero parecen homogeneizarse respecto a la secuencia anterior. Ésta, junto con la secuencia 9, son las dos secuencias más potentes en este sector.

SECUENCIA 5: MURCHISONAE *P.P.* (Subzona Murchisonae *p.p.*)

Es una secuencia principalmente margosa, con finos niveles carbonatados intercalados. La parte inferior muestra un incremento significativo en margas, que representa un ciclo de profundización. La tendencia cambia a partir de la mitad, desarrollándose en la parte superior un ciclo de somerización, que se evidencia por un aumento de los niveles calcáreos que muestran señales de bioturbación. En la sección de Muro de Aguas, donde adquiere mayor desarrollo, es donde mejor se observan estas tendencias.

SECUENCIA 6: BRADFORDENSIS *P.P.* (Subzona Bradfordensis *p.p.*)

Corresponde con materiales que muestran una secuencia de somerización muy desarrollada. Sigue evidenciándose un gran predominio de las margas, aunque los niveles carbonatados son más frecuentes que en la anterior. Los bancos calcáreos en la sección de Muro de Aguas aparecen bioturbados y presentan frecuentes niveles de removilización a techo. La potencia de los bancos calcáreos es mayor en la sección de Jubera, donde esta secuencia presenta los espesores relativos menores de todas las secciones estudiadas, y cuya parte inferior, más margosa incluye nodulizaciones ferruginizadas.

SECUENCIA 7: BRADFORDENSIS *P.P.* (Subzona Bradfordensis *p.p.*)

Los materiales de esta secuencia muestran un estilo sedimentario similar a la secuencia anterior, consistiendo en alternancias de margas y calizas margosas con tendencia estratocreciente. Representan otro ciclo de somerización. Comparativamente con la secuencia anterior, la potencia total de los materiales se reduce, y los máximos espesores aparecen en la sección de Préjano.

SECUENCIA 8: BRADFORDENSIS *P.P.*-GIGANTEA (Subzonas Bradfordensis *p.p.*-Gigantea)

Esta secuencia tiene un desarrollo muy parecido a las de las dos secuencias anteriores, consistiendo en alternancias de materiales margosos y margocalcáreos, aunque en este caso aumenta el número de los bancos calcáreos frente a las margas. La tendencia que presentan es estratocreciente conformando una secuencia de somerización. Numerosos niveles calcáreos muestran señales de bioturbación de tipo *Chondrites*. La mayor potencia se registra en la sección de Muro de Aguas y la menor en Préjano.

SECUENCIA 9: CONCAVUM-LIMITATUM *P.P.* (Subzonas Concavum-Limitatum *p.p.*)

Las alternancias de calizas y margas que configuran esta secuencia muestran un aumento en la potencia total, así como un incremento considerable en la proporción de niveles calcáreos frente a los margosos. La tendencia general es estratocreciente, por lo que se pone de manifiesto una secuencia de somerización. Aparece un gran número de estructuras de bioturbación del tipo *Zoophycos* asociadas a los techos de los bancos calcáreos, y en ocasiones nodulizaciones de hierro. La potencia de esta secuencia con respecto a las anteriores es notablemente mayor, al igual que las potencias relativas de los estratos carbonatados, reflejando un cambio en la dinámica sedimentaria. Los espesores mayores aparecen en la sección de Préjano.

SECUENCIA 10. LIMITATUM *P.P.*-DISCITES *P.P.* (Subzonas Limitatum *p.p.*-Discites *p.p.*)

Está representada por una alternancia de niveles calcáreos y margas, con predominio de los primeros, si bien en Préjano y Muro de Aguas son menos potentes que en Jubera. Se observa una tendencia estratocreciente de los materiales que marca el desarrollo de una secuencia de somerización, con características similares a la precedente (presencia de *Zoophycos* en los techos de los bancos calcáreos), pero con menor desarrollo de espesores. Las mayores potencias se alcanzan en la sección de Préjano.

9.1.3 CARACTERIZACIÓN DE LAS SECUENCIAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los datos característicos de cada secuencia en los diferentes sectores se resumen en la tabla 9.1. En ella se relacionan las Zonas con las secuencias establecidas, pudiendo caracterizar cuatro secuencias principales en base al desarrollo temporal de las secuencias limitadas por discontinuidades en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental: Las secuencias 1 y 2 se corresponden con la Secuencia Aalensis (*p. p.*)- Opalinum, la secuencia 3 con la Secuencia de Murchisonae-Bradfordensis, la secuencia 4 con la Secuencia de Concavum y la secuencia 5 con la Secuencia de Discites. En el Sector Nororiental se muestran las 10 secuencias identificadas, con sus características más representativas.

En el apartado de espesores medios se muestra la media de los espesores de las secciones de cada sector, tratando de indicar la relación expansión/condensación de esa secuencia en relación con el resto de secuencias de su sector. Por ello medidas de espesores de igual valor podrían significar mayor o menor condensación en comparación con los sedimentos registrados en el mismo área aunque la interpretación sea diferente si se compara entre diferentes sectores. A modo de ejemplo, si se calcula la tasa de sedimentación de las secuencias Comptum *p.p.* y Murchisonae-Bradfordensis en la sección de Borobia I, se obtienen los siguientes resultados: La Secuencia 2 (Comptum *p.p.*) está representada por unos 8 metros de sedimento, y el intervalo temporal que representa es de menos de medio millón de años, por lo que la tasa de sedimentación es de 0,002 cm/año. La secuencia 3 (Murchisonae-Bradfordensis) está representada por 1,5 metros, y el intervalo temporal que representa son dos millones de años, por lo que la tasa de sedimentación en este caso sería de 0,000075 cm/año.

Tabla 9.1. Resumen de las características de las secuencias identificadas en los diferentes sectores. (Abreviaturas: C=Calizas; M=Margas; HG=*Hard-ground*)

SECUENCIAS POR SECTORES (SUROCCIDENTAL, SURORIENTAL Y NOROCCIDENTAL)		LITOLOGIA DOMINANTE	ESPESORES MEDIOS: EXPANDIDA/CONDENSADA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	PRESENCIA DE MINERALIZACIONES DE HIERRO	LIMITE INFERIOR	CARACTERISTICAS
AALENSIS <i>p.p.</i> -OPALINUM	SECUENCIA 1: AALENSIS P.P.- COMPTUM P.P.	SUROCCIDENTAL (N)	Expandida (3.8 m)		Muy puntual	Facies	Varía tanto en espesor como en desarrollo de facies
		SUROCCIDENTAL (S)	Muy Expandida (6.6 m)		Puntuales	Facies	
		SURORIENTAL (E)	Condensada (0.8 m)		No	Sup. erosiva	
		SURORIENTAL (O)	Condensada (1 m)		Si	Facies	
	SECUENCIA 2: COMPTUM P.P.	NOROCCIDENTAL	Expandida (2 m)		Si	Facies	Suele estar representada por un ciclo doble de profundización-sonerización
		SUROCCIDENTAL (N)	Expandida (1.5 m)		Si	Sup. erosiva	
		SUROCCIDENTAL (S)	Expandida(2.5 m)		Muy puntual	Sup. erosiva	
		SURORIENTAL (E)	Expandida (5.5 m)	Techo	Si (techo)	Sup. erosiva	
	SECUENCIA 3: MURCHISONAE - BRADFORDENSIS	SURORIENTAL (O)	Condensada (1 m)	Puntuales	Si	Sup. erosiva	Es relativamente homogénea en cuanto a espesores
		NOROCCIDENTAL	Expandida (1 m)	Muy puntuales	Si	Sup. erosiva	
		SUROCCIDENTAL (N)	Condensada (0.7 m)		Si	Sup. erosiva	
		SUROCCIDENTAL (S)	Expandida (2.1 m)		Puntuales	Sup. erosiva, HG	
CONCAVUM	SECUENCIA 4: CONCAVUM	SURORIENTAL (E)	Condensada (1.3 m)		En nódulos	Sup. erosiva, HG	Desarrollo de facies bastante heterogéneo
		SURORIENTAL (O)	Expandida (1.6 m)		Partículas y nódulos	Sup. erosiva	
		NOROCCIDENTAL	Condensada (0.9 m)		Si	Sup. Erosiva	
		SUROCCIDENTAL (N)	Condensada (0.3 m)		Si	Sup. erosiva, HG	
	SECUENCIA 5: DISCITES	SUROCCIDENTAL (S)	Expandida (2.2 m)		Puntuales	Sup. erosiva	Muestra espesores de sedimentos muy reducidos
		SURORIENTAL (E)	Condensada-Muy condensada (0.5 m)	Puntuales	Si	HG	
		SURORIENTAL (O)	Muy condensada (0.3 m)		Si	Sup. erosiva	
		NOROCCIDENTAL	Condensada (0.4 m)		Si	Asociación partículas Fe	
DISCITES	SECUENCIA 5: DISCITES	SUROCCIDENTAL (N)	Muy Condensada (0.3 m)		Si	Sup. erosiva, HG	Muestra espesores de sedimentos muy reducidos
		SUROCCIDENTAL (S)	Condensada (0.5 m)		Si	HG, Sup. erosiva	
		SURORIENTAL (E)	Condensada (1.1 m)	Puntuales	Si	Sup. erosiva, HG	
		SURORIENTAL (O)	Muy Condensada (0.2 m)	Puntuales	Si	Sup. erosiva	
DISCITES	SECUENCIA 5: DISCITES	NOROCCIDENTAL	Condensada (0.3 m)		Si	Sup. erosiva	Muestra espesores de sedimentos muy reducidos
		SUROCCIDENTAL (N)	Muy Condensada (0.3 m)		Si	Sup. erosiva, HG	
		SUROCCIDENTAL (S)	Condensada (0.5 m)		Si	HG, Sup. erosiva	
		SURORIENTAL (E)	Condensada (1.1 m)	Puntuales	Si	Sup. erosiva, HG	

Tabla 9.1.(Continuación) Resumen de las características de las secuencias identificadas en los diferentes sectores. (Abreviaturas: C=Calizas; M=Margas; HG=Hard-ground)

SECUENCIAS SECTOR NORORIENTAL		LITOLOGIA DOMINANTE	ESPORES MEDIOS: EXPANDIDA/CONDENSADA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	PRESENCIA DE MINERALIZACIONES DE HIERRO	LIMITE INFERIOR	CARACTERÍSTICAS
SECUENCIA 1	AALENSIS	C/M	Expandida (3,5 m)		Puntuales	Facies	Mayor desarrollo en Jubera
SECUENCIA 2	COMPTUM P.P.	C/M	Poco Expandida (2 m)		Muy puntuales	Sup. erosiva, HG	Es la secuencia menos desarrollada
SECUENCIA 3	COMPTUM P.P.	M/C	Expandida (3 m)		No	Facies	Comienza el predominio de las margas Mayor desarrollo en Muro de Aguas
SECUENCIA 4	HAUGI-MURCHISONAE P.P.	M/C	Expandida (4,5)		No	Facies	Secuencia muy potente. Mayor desarrollo en Prejano
SECUENCIA 5	MURCHISONAE P.P.	M/C	Expandida (2,5 m)		No	Facies	Disminución importante de espesor
SECUENCIA 6	BRADFORDENSIS P.P.	M	Expandida (3,5 m)		No	Facies	Gran desarrollo de las margas
SECUENCIA 7	BRADFORDENSIS P.P.	M	Expandida (2,5 m)		No	Facies	Gran desarrollo de las margas
SECUENCIA 8	BRADFORDENSIS P.P.-GIGANTEA	M/C	Expandida(3 m)		No	Facies	Gran desarrollo de las margas
SECUENCIA 9	CONCAVUM-LIMITATUM P.P.	C/M	Expandida (5,5 m)		Puntuales	Facies	Secuencia muy potente. Mayor desarrollo en Prejano. Presencia de Zoophycos
SECUENCIA 10	LIMITATUM P.P.-DISCITES P.P.	C/M	Expandida (3 m)		Puntuales	Facies	Más carbonatada, con presencia de Zoophycos

9.2 MAPAS ESTRATIGRÁFICOS

9.2.1 INTRODUCCIÓN

Los mapas estratigráficos son una forma de representación gráfica de aspectos característicos de las rocas sedimentarias. Para comprender e interpretar los materiales que aparecen en el área de trabajo se han elaborado mapas de isopacas y mapas de biofacies.

Los mapas de isopacas son un tipo de mapa descriptivo que analiza la geometría de los cuerpos sedimentarios. Para cada secuencia estratigráfica, que coinciden con unidades bioestratigráficas, normalmente del rango de Zona bioestratigráfica, se ha elaborado el mapa correspondiente para inferir la variación de espesor de los sectores y así observar la evolución del área para el periodo de tiempo estudiado. A pesar de que en este periodo aparecen series condensadas, cuando se producen cambios en los diferentes sectores, se puede hacer una evaluación de la acumulación de materiales en distintos depocentros, y ver si las condiciones se mantienen a lo largo del intervalo de tiempo total estudiado. Estos mapas permiten evaluar cambios en la subsidencia, ya sea entre distintos sectores para un mismo intervalo temporal, como para ver la evolución individual de cada uno en el intervalo total de la serie.

Los mapas de biofacies son otro tipo de mapa estratigráfico que muestran una representación cualitativa del contenido paleontológico de las unidades. Estos mapas indican la presencia de un tipo/tipos determinado/s de fósiles en cada punto de control para un intervalo temporal determinado y se analizarán en el capítulo de Paleoecología.

9.2.2 MAPAS DE ISOPACAS EN LA ZONA DE ESTUDIO

9.2.2.1 ZONA OPALINUM

El mapa de isopacas de la Zona Opalinum (Fig. 9.8) refleja la existencia de varios dominios sedimentarios desarrollados durante éste periodo, que parecen corresponder con una dirección preferente NO-SE.

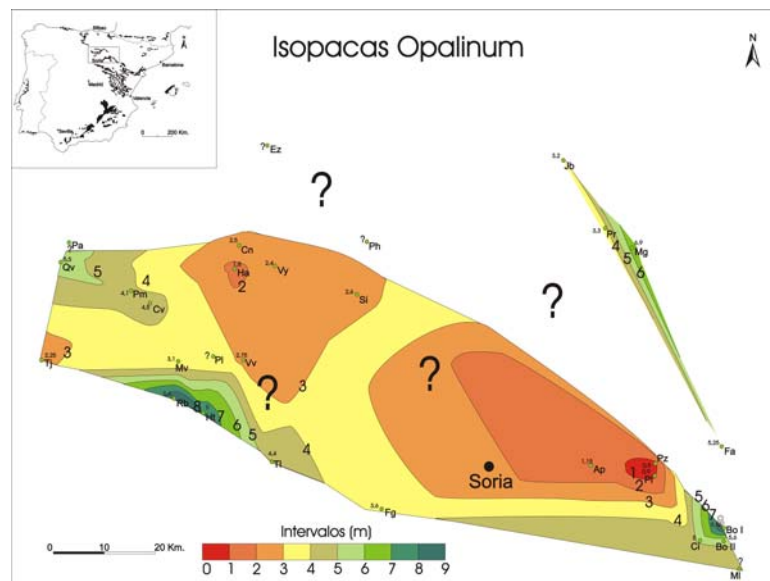


Figura 9.8. Mapa de isopacas de la Zona Opalinum.

Los sectores Noroccidental y la banda occidental del Sector Suroriental corresponden con las áreas con menor espesor relativo de sedimentos, mientras que la banda oriental del Sector Suroriental y la parte meridional del Sector Suroccidental son los que acumularon mayor espesor de sedimentos. Las bandas noroccidentales del Sector Suroccidental (junto con la localidad de Tejada) representan zonas con espesores de sedimentos intermedios. El Sector Nororiental, corresponde con un área donde aparece un brusco escalonamiento de espesores, pero que durante este periodo no acumuló grandes potencias de sedimentos. Esta configuración, con parcelas tan diferenciadas, posiblemente esté regulada por la acción de estructuras que provocaron una basculación de los depocentros, creando diferentes dominios de sedimentación. Para corroborar esta hipótesis, se han elaborado dos mapas de isopacas que representan los intervalos que comprenden las secuencias 1 y 2 (Aalensis-Comptum *p.p.* y Comptum *p.p.*), que se ilustran en las figuras 9.9 y 9.10.

En el mapa correspondiente a la Secuencia 1 Aalensis-Comptum *p.p.* (Fig. 9.9), se observa claramente un desarrollo de dos depocentros en el área más occidental de la zona de estudio, que corresponden con el Sector Suroccidental (banda meridional, con un desarrollo más acusado, y las secciones de Piedrahita de Muñó y Castrovido de la banda noroccidental, con menor potencia de sedimentos), marcándose un paleoalto entre ambos (secciones de Moncalvillo, Palacios de la Sierra y Vilviestre del Pinar). Sin embargo durante esta secuencia, el sector Suroriental corresponde con un área más somera, que se refleja por los menores espesores registrados. El Sector Noroccidental muestra desarrollo de potencias intermedias. El Sector Nororiental muestra un escalonamiento de potencias que aumentan desde el sureste hacia el noroeste, y que se encuentran en el mismo rango de espesores que el resto de sectores, siendo Jubera la sección con mayor desarrollo.

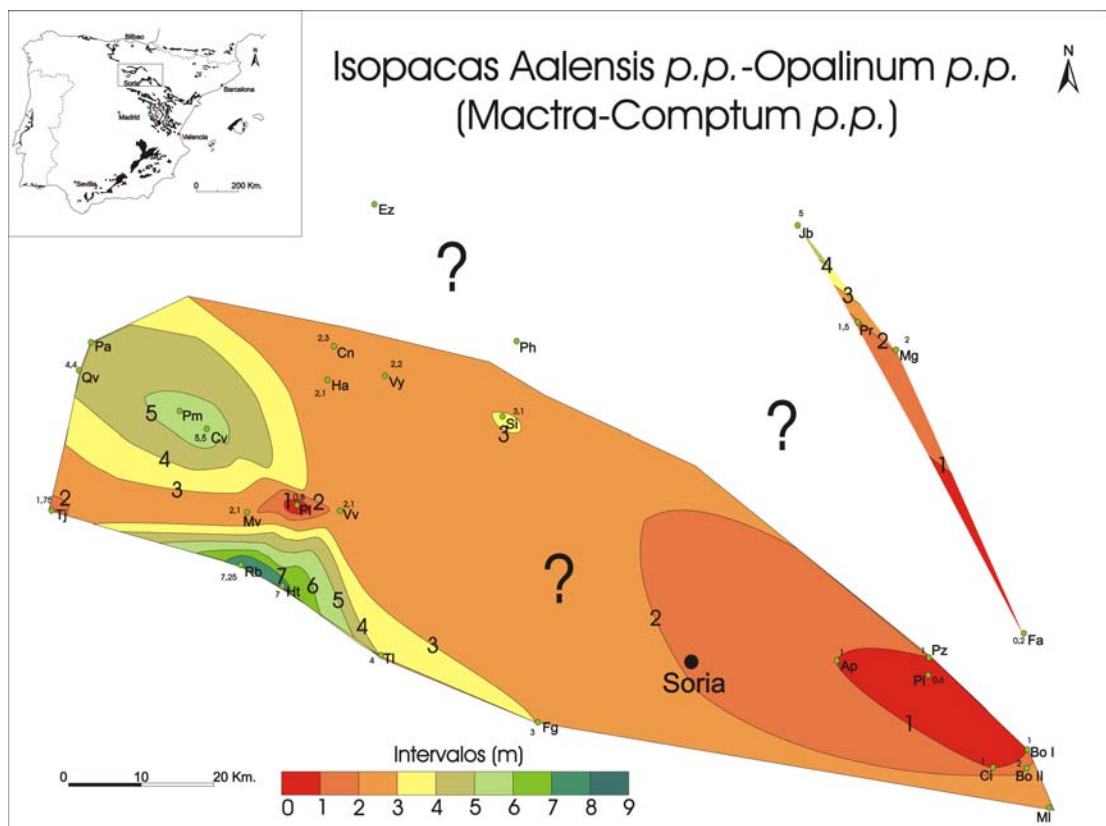


Figura 9.9. Mapa de isopacas correspondiente con la Secuencia 1 Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*, que refleja la disposición de potencias de los materiales depositados en la parte inferior de la Zona Opalinum.

Si observamos el mapa correspondiente con la siguiente secuencia (Fig.9.10), la Secuencia 2 Comptum *p.p.*, resulta evidente la basculación de los depocentros que tiene lugar dentro del transcurso de la Subzona Comptum. El Sector Suroriental pasa a ser el mayor depocentro del área de estudio, mientras que los depocentros que habían sido activos en la secuencia anterior, parecen colmatarse y quedar como depresiones residuales. De nuevo, el Sector Noroccidental muestra potencias intermedias, muy parecidas entre si, y sin grandes cambios respecto a la secuencia anterior. El Sector Nororiental sufre un cambio de polaridad de las bandas de potencias, que parecen incrementarse respecto a la secuencia anterior. Esta vez se orientan en bandas que aumentan su espesor desde el suroeste al noreste, estando representados en la sección de Muro de Aguas los mayores depósitos.

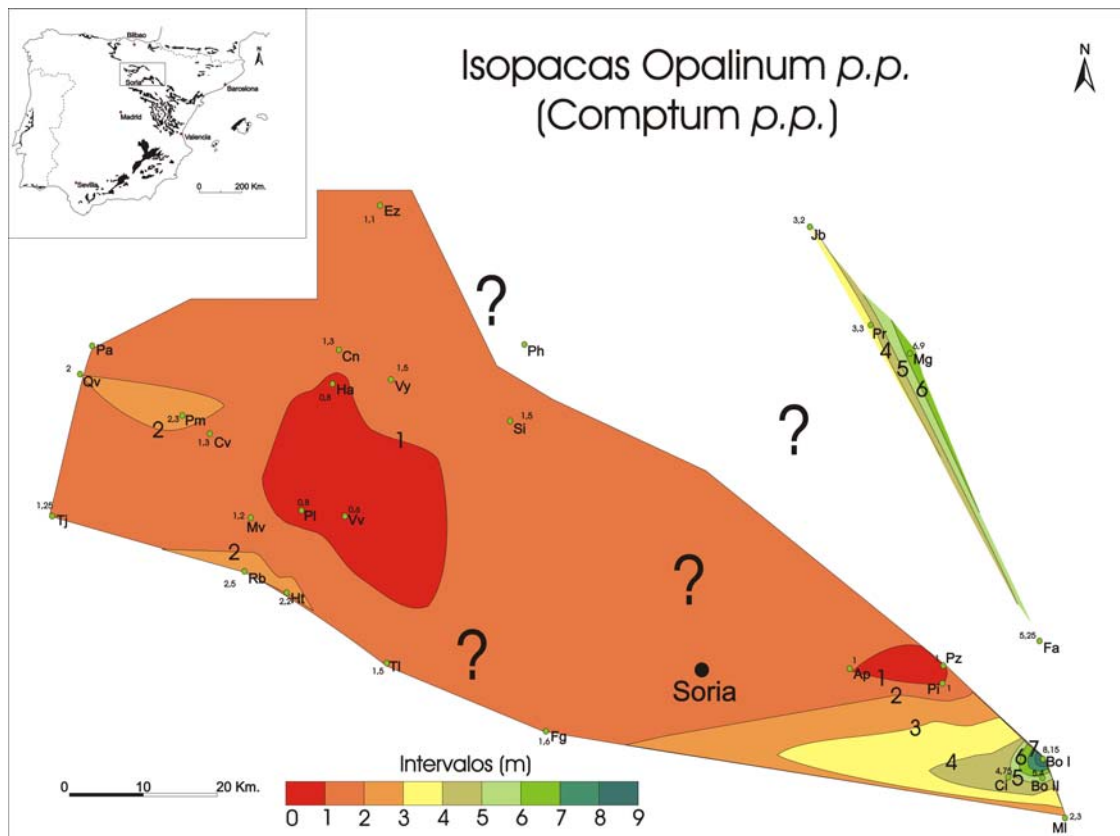


Figura 9.10. Mapa de isopacas correspondiente con la Secuencia 2 Comptum *p.p.*, que refleja la disposición de potencias de los materiales depositados en la parte superior de la Zona Opalinum.

9.2.2.2 ZONAS MURCHISONAE-BRADFORDENSIS

La figura 9.11 muestra el mapa de isopacas de las Zonas Murchisonae-Bradfordensis, que es representativo de la Secuencia 3 Murchisonae-Bradfordensis. La principal característica de este periodo consiste en la gran homogeneización de dominios sedimentarios, sin una dirección preferente definida, que contrasta muy acusadamente con la compartimentación mostrada en las secuencias anteriores. La mayoría de los sectores muestran poca variación de espesores. El sector con mayor potencia de sedimentos es el Nororiental, donde los espesores son mucho más acusados que en el resto, y la potencia máxima de sedimentos sigue correspondiendo con la sección de Muro de Aguas. El siguiente sector con mayor desarrollo, que aparece en la zona homogeneizada, es la banda meridional del Sector Suroccidental. Hay que destacar que estos espesores corresponden con dos Zonas bioestratigráficas.

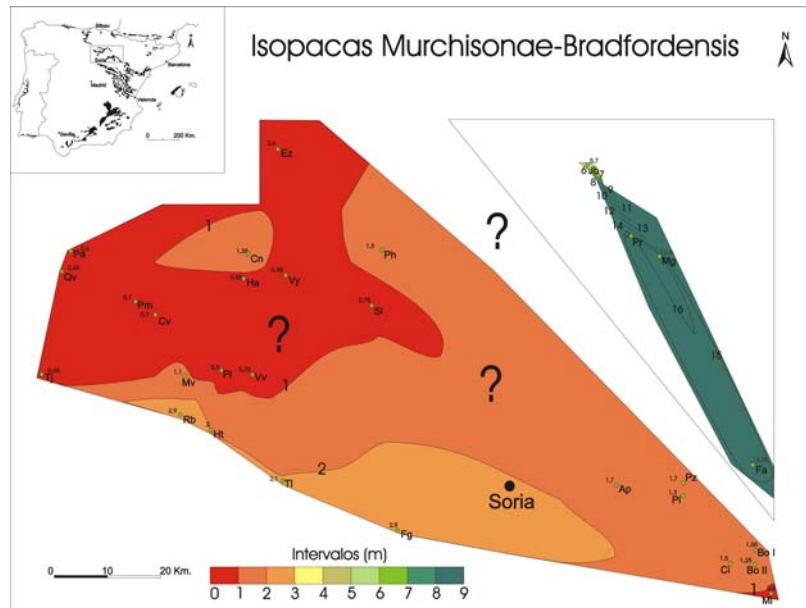


Figura 9.11. Mapa de isopacas de las Zonas Murchisonae-Bradfordensis, que corresponden con la Secuencia 3 Murchisonae-Bradfordensis.

9.2.2.3 ZONA CONCAVUM

El mapa de isopacas de la Zona Concavum, que representa la disposición de las potencias de los materiales de la Secuencia 4 Concavum, se muestra en la figura 9.12. Este mapa refleja una acentuación de los dominios condensados en el área de estudio, con la excepción del Sector Nororiental, donde también se refleja una disminución del espesor de los sedimentos respecto a la secuencia anterior. Los sectores restantes muestran que existió una dirección preferente NO-SE, en la cual se acumulaban los sedimentos. Se pone en evidencia un progresivo grado de no sedimentación en la mayor parte del área estudiada.

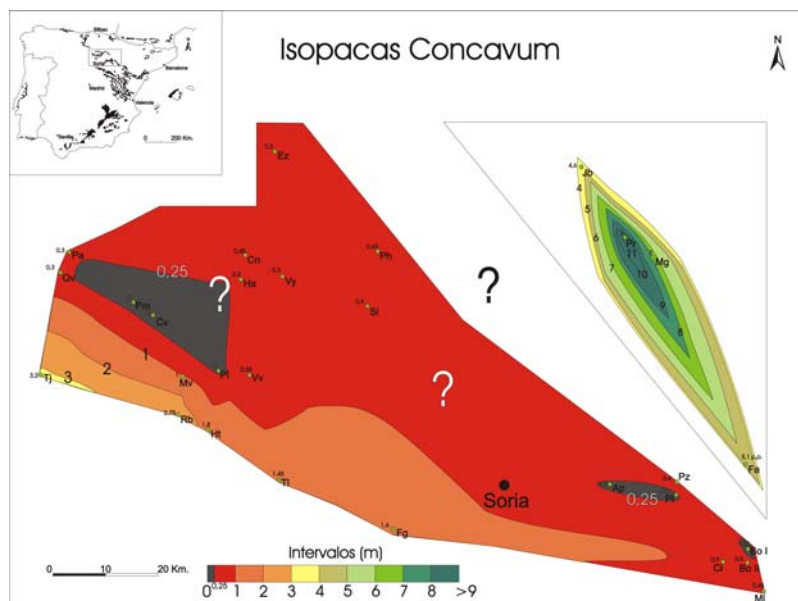


Figura 9.12. Mapa de isopacas de la Zona Concavum, que corresponde con la Secuencia 4 Concavum.

9.2.2.4 ZONA DISCITES

El mapa de isopacas de la Zona Discites aparece reflejado en la figura 9.13. Este mapa muestra una homogeneización prácticamente total del área de estudio, con la posibilidad de existir zonas de erosión importantes. La condensación es muy acusada.

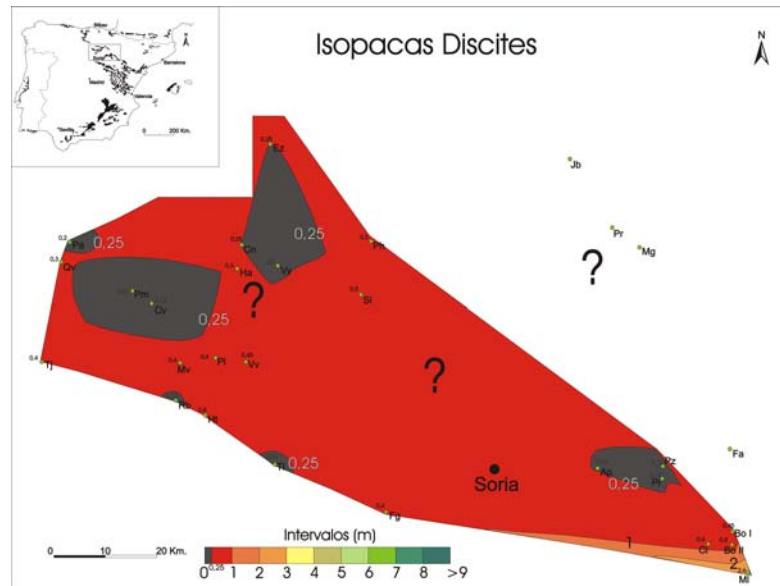


Figura 9.13. Mapa de isopacas de la Zona Discites, que corresponde con la Secuencia 5 Discites.

El último mapa que presentamos es el mapa de isopacas para el Aalenense (Fig. 9.14). Este mapa es muy heterogéneo, ya que solapa los espesores totales, y hemos visto que existen periodos con mayor deposición que otros, afectados por lagunas estratigráficas de amplitud variable. Este mapa refleja la existencia de factores que debieron cambiar las condiciones de sedimentación en los distintos sectores. Una causa posible es la existencia de una tectónica sinsedimentaria, que aunque no generase grandes depocentros, puede causar basculamientos importantes, y que funcionó de forma diferencial a partir de la Zona Opalinum del Aalenense.

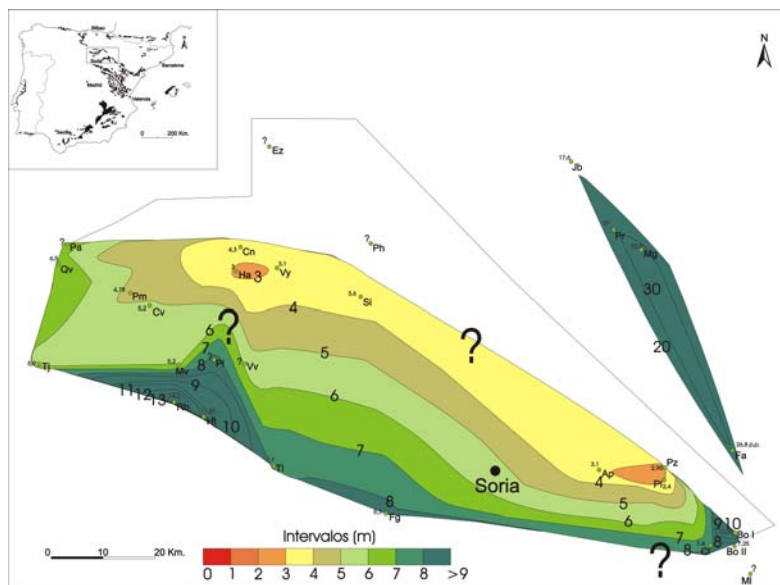


Figura 9.14. Mapa de isopacas del Aalenense.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Las secciones descritas en cada uno de los cuatro sectores estudiados (Suroccidental, Suroriental, Noroccidental y Nororiental), han sido correlacionadas para reconocer la distribución espacio-temporal de los materiales. En los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental se han definido las secuencias como secuencias limitadas por discontinuidades, ya que el contenido fósil, concretamente la distribución de los ammonoideos, nos ha permitido marcar los límites con una gran precisión. Se han identificado cinco secuencias principales, que muestran diferencias en el desarrollo tanto espacial como temporal: Secuencia 1 (*Aalensis p.p.-Comptum p.p.*), Secuencia 2 (*Comptum p.p.*), Secuencia 3 (*Murchisonae-Bradfordensis*), Secuencia 4 (*Concavum*) y Secuencia 5 (*Discites*). Sin embargo, en el Sector Nororiental, se han diferenciado diez secuencias, cuyos límites, a excepción de la secuencia 1, no corresponden con discontinuidades. Se han definido la Secuencia 1 (*Aalensis*), Secuencia 2 (*Comptum p.p.*), Secuencia 3 (*Comptum p.p.*), Secuencia 4 (*Haugi-Murchisonae*), Secuencia 5 (*Murchisonae p.p.*), Secuencia 6 (*Bradfordensis p.p.*), Secuencia 7 (*Bradfordensis p.p.*), Secuencia 8 (*Bradfordensis p.p.-Gigantea*), Secuencia 9 (*Concavum-Limitatum p.p.*) y Secuencia 10 (*Limitatum p.p.-Discites p.p.*).

Los cuatro sectores estudiados se caracterizan por presentar diferentes patrones sedimentarios, y en cada uno de ellos las secuencias identificadas tienen unas características peculiares. Las secuencias definidas tienen en conjunto una tendencia a representar progresivamente series más condensadas a lo largo del intervalo estudiado, como muestran tanto las correlaciones estratigráficas como los mapas de isopacas.

El conjunto de los datos sedimentológicos nos ha permitido definir claramente dos dominios diferenciables en los sectores estudiados en este trabajo: un dominio con sedimentación condensada y secuencias limitadas por discontinuidades, correspondiente a los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental y un dominio con sedimentación más expandida, sin grandes discontinuidades que limiten las secuencias, a excepción de la base, correspondiente con el Sector Nororiental. Hemos constatado que el Sector Nororiental corresponde con un tipo de sedimentación muy diferente del resto, con afinidades a los materiales de igual edad que aparecen en la Cordillera Cantábrica.

Los sucesivos mapas de isopacas muestran la existencia de factores que debieron cambiar las condiciones de sedimentación en los distintos sectores. Una causa posible es la actuación de una tectónica sinsedimentaria, que aunque no generase grandes depocentros, pudo causar basculamientos, funcionando de forma diferencial a partir de la Zona Opalinum del Aalenense, manifestándose cambios acusados de la potencia de los sedimentos y de la ubicación de los depocentros incluso dentro de la Subzona Comptum.

10.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se estudian las interrelaciones entre los fósiles y los sedimentos que los contienen. En primer lugar se hace referencia a una serie de conceptos sobre parámetros paleoecológicos y paleoicnológicos, que se han tenido en cuenta en el desarrollo del capítulo, describiéndose a continuación las evidencias paleoecológicas y paleoicnológicas de la zona de estudio. Estos estudios se han enmarcado en el contexto secuencial al que se hace referencia en el capítulo anterior. Se hace una descripción de las asociaciones de organismos encontradas, representando las proporciones de cada grupo de fósiles (datos procedentes del capítulo de análisis de microfacies) en las secuencias tipos que se proponen para los distintos sectores estudiados. Estas asociaciones fósiles se han proyectado en mapas de biofacies representativos de cada una de las secuencias establecidas previamente. El establecimiento de comunidades fósiles y las evidencias de interrelación con los sedimentos en los que aparecen, han permitido crear ecozonas y reconocer secuencias, que al marcar tendencias permiten establecer secuencias ecoestratigráficas. Se ha dedicado un apartado a reseñar los criterios paleoicnológicos para evidenciar e interpretar las secuencias y límites estratigráficos. Por último se realizan una serie de consideraciones sobre los eventos ecoestratigráficos que se aprecian en los materiales estudiados.

10.2 LOS FÓSILES COMO INDICADORES PALEOAMBIENTALES Y SU UTILIDAD EN LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Los fósiles son herramientas útiles para reconocer rangos dentro de parámetros medioambientales tales como profundidad, salinidad, tipo de sustrato, tasa de sedimentación y turbulencia o grado de oxigenación y estimar sus rangos de variación. En este apartado se resumen las principales aplicaciones biosedimentarias para realizar inferencias de estos parámetros (tomado de Goldring (1991) y Brett (1998)).

Profundidad: Algunos tipos de algas, como las dasicladáceas y algunas algas verdes endolíticas o cianobacterias son buenos indicadores de paleobatimetrías. En el caso de las muestras estudiadas, la aparición de costras de cianobacterias asociadas al desarrollo de las partículas con cubiertas, nos permite asignar una paleoprofundidad dentro de la zona fótica, con penetración efectiva de la luz, que a su vez depende del grado de turbulencia. La aparición de organismos suspensívoros, como braquiópodos, o en algunos casos incluso de corales, nos indica condiciones de escasa turbidez. A partir del reconocimiento de icnofacies sólo se pueden evidenciar relaciones débiles e indirectas con la profundidad, por lo que usaremos esta herramienta para marcar otro tipo de parámetros.

Salinidad: La presencia de organismos estenohalinos, como equinodermos, braquiópodos articulados, o cefalópodos es indicativa de salinidad normal en condiciones marinas abiertas. Estos grupos mayoritarios aparecen en las muestras estudiadas.

Consistencia del sustrato: Un bajo aporte de sedimentos, como sucede en las secciones condensadas, favorece que los sedimentos sean relativamente firmes o cementados. La erosión submarina, relacionada comúnmente con los intervalos del cortejo de bajo nivel del mar suele afectar a la capa de sedimentos (rica en agua) más superficial, dejando expuestos los sedimentos más compactos y firmes que son colonizados por la fauna endobentónica. La reducción del aporte

sedimentario que sigue a los periodos de retrabajamiento y de acumulación de conchas, puede resultar en la formación de *hard-grounds* submarinos en las superficies de inundación (Fig. 10.1), así que la asociación de icnofósiles nos puede marcar distintas etapas de variación de la consistencia del sustrato.

Las huellas fósiles pueden aportar información importante en relación con las discontinuidades claves dentro de las secuencias. Las discontinuidades que limitan secuencias, así como las superficies con mínimo aporte sedimentario (*starvation*) presentan unas asociaciones de huellas fósiles distintivas. En los *firm-* o *hard-grounds* son comunes las bioturbaciones o perforaciones bien definidas de organismos perforadores de sustratos duros. Los fósiles son menos diagnósticos para evaluar la consistencia del sustrato, aunque ciertos morfotipos de pelecípodos, como algunas *Gryphea* con morfologías aplanadas, que impiden el hundimiento, en los *mudstones* del Jurásico son indicadores de sustratos con baja consistencia (Seilacher *et al.*, 1985). Evidentemente, la aparición sobre los planos de estratificación de organismos incrustantes, como ostreidos, o endolíticos, como pelecípodos litófagos, indica una consistencia del sustrato entre muy firme-dura. La aparición de pelecípodos de tipo nucúlido, junto con una deformación acusada de las bioturbaciones, puede ser indicativo de sedimentos muy blandos y tixotrópicos. En la zona de estudio observamos diferentes tipos de bioturbaciones y organismos con distintas afinidades en cuanto a alimentación o desplazamiento que nos indican variaciones en la consistencia del sustrato.

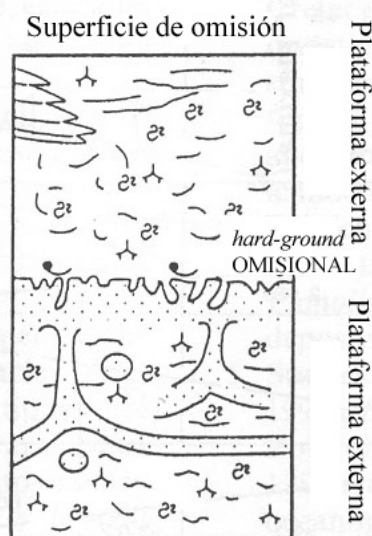


Figura 10.1. Sedimentos condensados en los que existe una litificación progresiva a lo largo de un periodo prolongado y formación de un *hard-ground*. La figura muestra como varían las huellas fósiles en función del cambio en la consistencia del sustrato, tratando de ejemplificar un tipo de litificación que podemos observar en este estudio, que es el desarrollo de *hard-grounds* en condiciones de plataforma externa. Modificado de Goldring (1995).

Tasa de sedimentación y turbidez: Los sedimentos y fósiles del intervalo estudiado muestran a menudo evidencias de bajas tasas de sedimentación, baja turbidez y sustratos firmes. En este caso concreto, las asociaciones dominadas por organismos suspensívoros y endo- y epibentónicos son las que muestran mejor desarrollo Fürsich (1978). En otros casos, la aparición de bioturbaciones aisladas y en pequeño número, es indicativo de una tasa mayor de sedimentación, como se evidencian en el Sector Nororiental. Ciertos tipos de icnitas, como los *Zoophycos* parecen

ser indicadores de tasas crecientes de sedimentación (Brett, 1995), y en la zona de estudio aparecen en la parte superior de las secciones del Sector Nororiental.

Oxigenación de la capa de agua inferior: Se puede aplicar de forma general un modelo de gradación (*tiering*) en huellas fósiles para reconocer la oxigenación relativa de la capa de agua más profunda basándose en el tipo y la profundidad de las bioturbaciones (Savrda y Bottjer, 1991; Sageman *et al.*, 1991). Muchos eventos de profundización (superficies de máxima inundación en sedimentos de cuenca) están asociados con la subida del límite anóxico, y ser reconocidos como eventos de desoxigenación. En el caso de la zona de estudio existen ciertos tipos de bioturbaciones como los *Chondrites*, que indican periodos con cierta restricción de oxígeno.

Oschmann (1991) indica que la mayoría de los ejemplos actuales y antiguos de medios controlados por el nivel de oxígeno se refieren a medios de talud y de cuenca profunda. Byers (1977) diferenció **medios anaeróbicos** ($<0,1$ ml/l O_2), que no presentan fauna bentónica, **medios disaeróbicos** ($0,1-1$ ml/l O_2), donde aparecen organismos de cuerpo blando, así como una baja diversidad de fauna bentónica de cuerpo duro y **medios aeróbicos** (>1 ml/l O_2), con diversidad de faunas de cuerpo blando y duro. De forma adicional, Savrda y Bottjer (1987) incluyeron los **medios exaeróbicos**, caracterizados por la asociación simbiótica de bacterias oxidantes de sulfuros con determinados pelecípodos en la transición entre medios anaeróbicos y disaeróbicos. Cuando se producen oscilaciones anuales en el contenido en oxígeno, aparecen los miembros extremos aeróbico y anaeróbicos, pero el corto espacio temporal impide el desarrollo de una zona disaeróbica. Oschmann (1991) propone el término **poiquiloaeróbico** para aquellos medios que sufren variaciones estacionales con oscilaciones entre bajo contenido en oxígeno y anóxicos. La tabla 10.1 muestra las variaciones observables en medios de plataformas epicontinentales en función del contenido en oxígeno.

Tabla 10.1. Principales diferencias entre los medios de plataforma epicontinental en función del contenido en oxígeno. Modificado de Oschmann (1991).

Medios de plataforma epicontinental en función del nivel de oxígeno			
	Anaeróbico	Poiquiloaeróbico	aeróbico
Macrofauna bentónica	ninguna	Escasez de organismos de cuerpo blando y restos esqueléticos	Diversidad de organismos de cuerpo blando y restos esqueléticos
Hábito de vida y grupos tróficos	-	Dominan los pelecípodos infaunales suspensívoros; Ausencia de pelecípodos con larvas lecitotrófica	Fauna endo- y epibentónica; suspensívoros y sedimentívoros
Textura/bioturbación	Laminado	Laminado- bioturbado (moteado)	Bioturbado-homogeneizado

10.3 CONSIDERACIONES PALEOICNOLÓGICAS

La **icnología** se ocupa del estudio de las interacciones entre organismos y sustrato, enfatizando el modo en que animales y plantas dejan un registro de tal actividad (Ekdale *et al.*, 1984). Incluye tanto el estudio de los procesos (bioturbaciones, bioerosiones) como de los productos así generados (estructuras biogénicas). Las estructuras biogénicas, tanto fósiles como actuales, constituyen evidencias de actividad orgánica. Reflejan los patrones de comportamiento de los organismos que las produjeron, así como el proceso físico de producción en sí. La **paleoicnología**

incluye el estudio de las trazas fósiles. El término **icnofábrica** (Bromley y Ekdale, 1986) define “todos los aspectos referidos a la textura y la estructura interna de un sedimento que es afectado por bioturbación a todo tipo de escalas”. Aunque estos autores describieron y definieron varias icnofábricas, no analizaron el desarrollo secuencial de éstas exceptuando los casos donde se advertía un claro patrón de gradación (*tiering*).

Savrda *et al.* (1991) relacionan cambios en el potencial redox de la interfase agua-sedimento en los ciclos y secuencias con las huellas fósiles. Realizan una clasificación de la estratigrafía de las bioturbaciones en sustratos de grano fino, diferenciando una capa mixta superficial, una capa de transición y una capa histórica (Ekdale *et al.*, 1984).

La capa mixta superficial representa un intervalo completamente mezclado y homogeneizado biogénicamente en tiempo muy rápido. En condiciones estables de sedimentación, las estructuras biogénicas producidas en esta capa, incluyendo las trazas superficiales, no se suelen preservar debido a la mezcla continuada que producen en ella los organismos y al solapamiento de las perforaciones de la capa de transición, que debido a la acreción sedimentaria afectan a esta capa. La capa de transición corresponde a una zona de mezcla heterogénea y se caracteriza por presentar bioturbaciones producidas por organismos que viven o se alimentan a profundidades mayores en la columna sedimentaria. Con la acreción sedimentaria, y la consecuente migración hacia niveles superiores de la zona activa de bioturbación, estas bioturbaciones pasan a formar parte de la capa histórica, una zona en la cual no tienen lugar nuevas bioturbaciones deformativas. Consecuentemente en el registro estratigráfico, las bioturbaciones de la capa de transición son las que tienen mayor potencial de preservación (Savrda *et al.*, 1991). Los ejemplos observados en este estudio aparecen por lo general representando los estadios de capa histórica, con una gran homogeneización de las bioturbaciones, y en algunos casos se pueden reconocer estructuras que se pueden caracterizar, como por ejemplo *Thalassinoides*, que aparecerían ligadas a la capa de transición.

A pesar de que la gradación (*tiering*) es constante en rasgos generales, las faunas que habitan el sustrato variarán de forma predecible en función de la fluctuación de los niveles de oxigenación de las aguas del fondo marino (Fig. 10.2). Si las condiciones redox de éstas se deterioran, la diversidad de la fauna endobentónica disminuye, a favor de la desaparición progresiva de organismos de mayor tamaño, que normalmente tienen mayores requerimientos de oxígeno. La correspondiente subida de los límites críticos redox en el sedimento se refleja mediante una disminución progresiva de la profundización de ocupación y alimentación de la mayoría de la fauna endobentónica (Savrda y Bottjer 1986; 1987). En algunos niveles hemos constatado la presencia de *Chondrites*, cuyo diámetro aumenta de base a techo del nivel, lo que parece estar relacionado con un cambio en las condiciones redox, mostrando un progresivo aumento en oxígeno disponible, y la aparición de organismos de mayor tamaño. Otro icnogénero estudiado que muestra cierta restricción en cuanto al contenido de oxígeno disponible en el medio es *Zoophycos*, que lo encontramos en determinados niveles asociado con *Chondrites*.

A medida que disminuye la oxigenación del agua del fondo, ya sea mediante un gradiente lateral redox en el fondo marino, o a lo largo del tiempo, el espesor de la capa mixta superficial y la diversidad, diámetro y profundidad de penetración de los bioturbadores de la capa de transición disminuyen por lo general (Savrda y Bottjer; 1987). Esto se observa en los niveles donde aparecen

únicamente *Chondrites* de pequeño diámetro, que caracterizan la presencia de organismos oportunistas, capaces de adaptarse a estas condiciones de baja oxigenación.

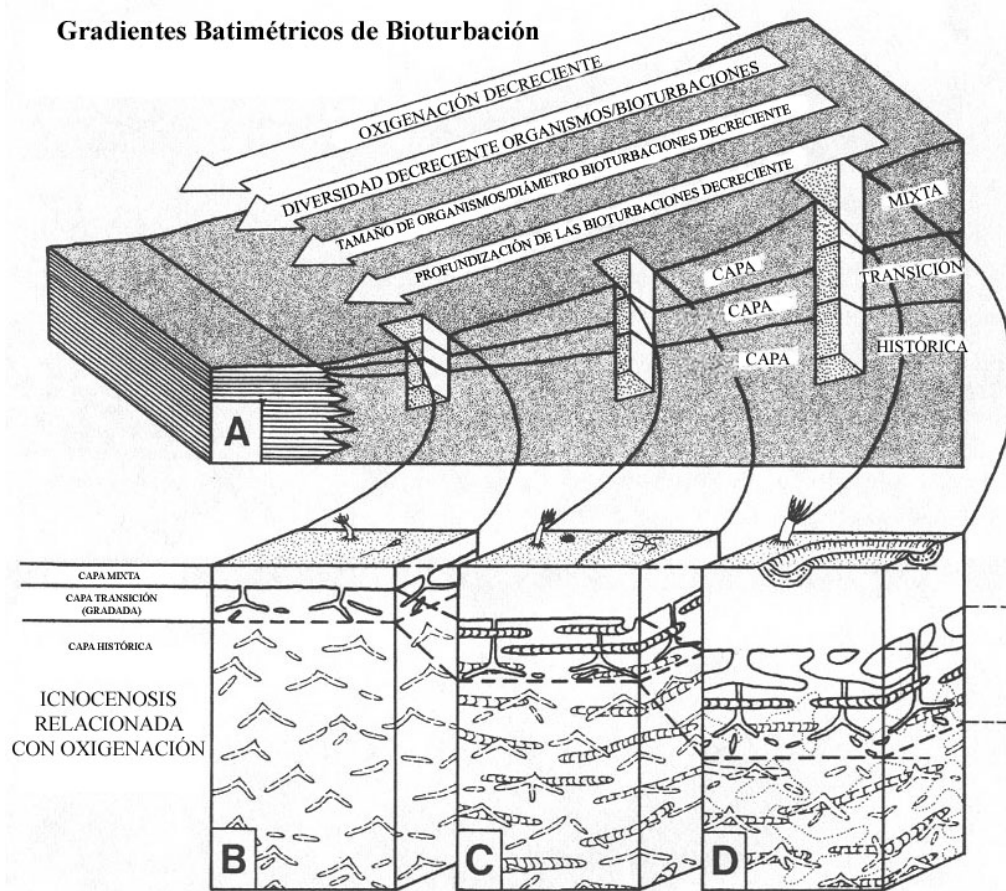


Figura 10.2. Estratificación de las bioturbaciones en sedimentos de grano fino y la respuesta de las estructuras biogénicas a condiciones de oxigenación de las aguas decrecientes. Las icnocenosis relacionadas con la oxigenación (B-D), están definidas en función de la diversidad, diámetro y profundidad de penetración de las bioturbaciones que traspasan la capa de transición, que se preservan en la capa histórica. Modificado de Savrda *et al.* (1991).

En la zona de estudio se reconocen principalmente la presencia de tres icnogéneros: *Chondrites*, *Zoophycos* y *Thalassinoides*, que reflejan diferentes estrategias de adaptación a condiciones medioambientales cambiantes. Las características morfológicas más significativas de estos icnogéneros, y su posible significado paleoambiental se muestran en la figura 10.3.

De acuerdo con la clasificación de Olivero (2003), las icnitas del tipo *Zoophycos* que se reconocen en la zona de estudio, corresponden con el Morfotipo A (Fig. 10.4), que se caracterizan por mostrar una lámina enrollada hacia la parte superior, con un máximo de tres vueltas. Se suele observar el tubo marginal (2-3 mm) y normalmente las lamelas primarias y secundarias aparecen bien definidas. La estructura tiene una anchura de 20-50 cm y el contorno es simple o levemente lobulado. Son típicos de las calizas de grano fino del Jurásico Inferior a Medio, apareciendo en depósitos desde plataforma externa a talud.




	<p>Thalassinoides Ehrenberg 1944 Bioturbaciones de forma cilíndrica, ramificadas regularmente, que forman redes que se conectan con la superficie a través de conductos de ventilación. Diámetro 1-20 cm (Häntzschel, 1975; Bromley, 1996). Posiblemente son producidas por crustáceos sedimentívoros o filtradores. <i>Thalassinoides</i> aparece en sedimentos asociados con aguas óxicas-lévemente disóxicas, pero está ausente por lo general donde prevalecen condiciones disóxicas-anóxicas (Bromley, 1996).</p>
	<p>Zoophycos Massalongi 1855 Consiste en un <i>spreiten</i> grueso, 1-20 mm, que se enrolla espiralmente alrededor de un eje central. Un tubo marginal bordea el <i>spreiten</i> y toda la traza está conectada a la superficie sedimentaria a través de un conducto vertical. En muchos casos la estructura de <i>spreiten</i> es relativamente horizontal y el contorno de la huella varía entre semicircular a marcadamente lobulado. Puede alcanzar una extensión vertical de más de un metro (Löwemark y Werner, 2001). Este límite de penetración tan profundo, limita el uso de esta huella a los estudios de alta resolución. El <i>Zoophycos</i> actual probablemente representa una combinación de huella de alimentación y de almacenamiento, donde los nutrientes son recogidos durante eventos episódicos con mayor cantidad de materia orgánica, que se almacena en profundidad para un uso posterior (Löwemark y Schäfer, 2003).</p>
 <p>(Según Seilacher, 1954)</p>	<p>Chondrites Sternberg 1833 Consiste en un sistema ramificado de tubos que se extienden a partir de un conducto vertical conectado con la superficie del sedimento (Häntzschel, 1975). En los casos en que ocupa las posiciones más profundas, penetrando en sedimentos disóxicos, <i>Chondrites</i> representa un caso de especialización en equilibrio bajo condiciones oxigenadas (Bromley y Ekdale, 1984; Savrda y Bottjer, 1986; Bromley, 1996). Sin embargo, cuando aparece masivamente, y en ausencia de otras huellas en la fábrica, se considera que es indicador de fondos con aguas pobremente oxigenadas (Ekdale <i>et al.</i>, 1984; Ekdale y Mason, 1988; Bromley, 1996).</p>

Figura 10.3. Principales icnogéneros presentes en el estudio. El cuadro ha sido modificado de Löwemark *et al.* (2004). Los datos en la fuente original fueron tomados de Seilacher (1957); Häntzschel (1975); Bromley y Ekdale (1984); Ekdale *et al.* (1984); Savrda y Bottjer, (1986); Ekdale y Mason (1988); Löwemark y Werner (2001); Bromley (1996) y Löwemark y Schafer (2003).

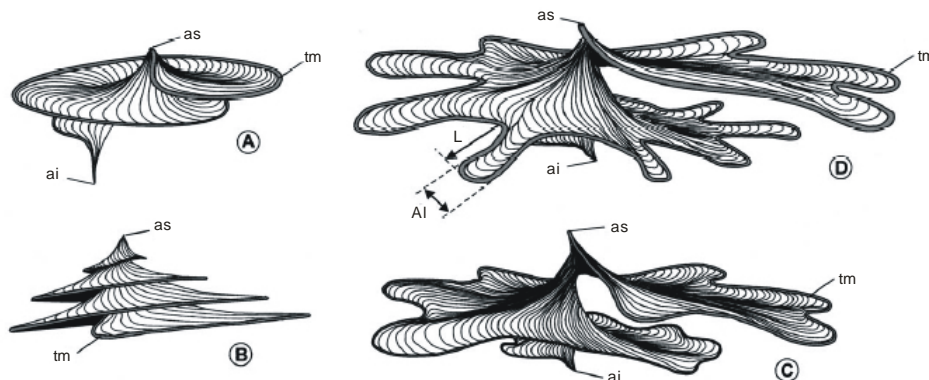


Figura 10.4. Clasificación de Olivero (2003), con los cuatro morfotipos de *Zoophycos* que aparecen en materiales mesozoicos. (A) Morfotipo A; (B) Morfotipo B; (C) Morfotipo C; (D) Morfotipo D. Abreviaturas: tm= tubo marginal; as= ápice superior; ai= ápice inferior; L= longitud lobular; Al= anchura lobular.

10.4 EVIDENCIAS PALEOECOLÓGICAS Y PALEOICNOLÓGICAS EN LA ZONA DE ESTUDIO EN RELACIÓN CON LA SECUENCIALIDAD

La correlación estratigráfica de las secciones en la zona de estudio, ha permitido evaluar una serie de rasgos comunes en los distintos sectores para cada secuencia. Estas características comunes (y en algunos casos específicas) de las secuencias, nos ha permitido establecer una serie de secuencias tipo en cada sector (Figuras 10.6, 10.8, 10.10, 10.12 y 10.14). Los criterios principales que se han tenido en cuenta para establecer estas secuencias tipo han sido las variaciones de los

parámetros litológicos, paleontológicos (asociaciones de fósiles que aparecen, contenido icnológico) y estratigráficos (discontinuidades).

Los datos obtenidos mediante los estudios de las microfacies proyectados en las secuencias tipo en los diferentes sectores, han permitido establecer una evaluación semicuantitativa del contenido de cada grupo fósil a lo largo de la secuencia. Se han establecido tres intervalos considerando las proporciones de cada grupo en las microfacies: 1) ausencia del grupo fósil; 2) presencia en proporción < 10% del grupo fósil; 3) presencia en proporción > 10% del grupo fósil. El límite del 10% separa los grupos fósiles que aparecen de forma mayoritaria en la muestra, y que suelen ser pocos grupos, de los accesorios, que suelen ser más numerosos, aunque con menor número de ejemplares (como se aprecia en los diagramas de abundancias del capítulo de microfacies).

El estudio de las microfacies no ha incluido una asignación taxonómica específica para cada uno de los grupos fósiles, por lo que no se han establecido patrones rigurosos (estadísticos) de la diversidad genérica o específica de cada grupo. Se tienen en cuenta las afinidades de los grupos en tanto que proporcionan información relativa a los parámetros ambientales. Las afinidades entre los diferentes grupos se han establecido en base a la movilidad de los grupos de organismos y su relación con el sustrato, diferenciando entre **organismos vágiles**: nectónicos (ammonites, belemnites y nautiloideos) y bentónicos vágiles (gasterópodos, equinodermos, pelecípodos de concha fina) y **organismos sésiles**: bentónicos sésiles (pelecípodos de concha gruesa, ostrácodos, braquiópodos, foraminíferos hialinos, esponjas y corales solitarios) e incrustantes (serpúlidos, briozoos y foraminíferos aglutinados). El trabajo de Champetier *et al.* (1987) refiere una serie de consideraciones sobre un tipo de foraminíferos aglutinados, los nubeculáridos. Son un tipo incrustante de miliólidos, formados por caliza criptocristalina asociada con hierro y materia orgánica. En conjunto, la diversidad de los diferentes grupos no parece sufrir grandes cambios en los diferentes sectores salvo casos locales, la distribución paleogeográfica de determinados taxones presenta mayor variabilidad. Se observan asociaciones de fósiles con distintos tipos de afinidades en función de la movilidad (nectónicas y bentónicas) en los mismos niveles, si bien la riqueza puede variar considerablemente. Consideraremos una riqueza baja si los porcentajes de un determinado grupo son menores del 10% y alta si supera esta proporción.

Para mostrar una representación espacial, se han elaborado los mapas de biofacies, que señalan la distribución de las comunidades nectónicas, bentónicas e incrustantes en el área de estudio para cada secuencia. El área coloreada en cada caso abarca las localizaciones geográficas donde aparecen los distintos grupos. Debido a que existe un alto número de grupos se han representado en tres mapas sucesivos, que son complementarios, para evitar un excesivo solape de áreas. Por ello se representan en función de sus afinidades en cuanto a movilidad y su relación con el sustrato.

La leyenda común de las secuencias tipo está representada en la figura 10.5. En las secuencias donde se evidencian tendencias de evolución del grado de litificación del sustrato, se resaltan los organismos incrustantes mediante un recuadro gris, y se muestra la polaridad que marcan.



Figura 10.5. Leyenda representativa de las secuencias tipo.

En el capítulo de correlaciones y mapas estratigráficos se han señalado las diferencias existentes entre los diferentes sectores estudiados, evidenciando la existencia de cambios en la arquitectura sedimentaria para el intervalo estudiado. Los sectores Suroccidental y Suroriental muestran alternancias de episodios con sedimentación relativamente expandida y otros con menor potencia de sedimentos, mientras que el sector Noroccidental, mostraba una mayor tendencia a presentar poca potencia de sedimentos y el Sector Nororiental a presentar sedimentos muy expandidos en comparación con el resto. Este hecho es importante para la identificación de las sucesiones ecológicas. Se han tenido en cuenta las secuencias estratigráficas definidas en dicho capítulo para enmarcar las variaciones paleoecológicas.

El contenido icnológico aporta información suplementaria sobre las condiciones físico-químicas del sustrato donde aparecen las asociaciones de fósiles, por lo que también forma parte del análisis llevado a cabo dentro de cada secuencia en los sectores estudiados. Las láminas 10.1 y 10.2 muestran ejemplos de los diferentes tipos de evidencias icnológicas que se evidencian en la zona de estudio.

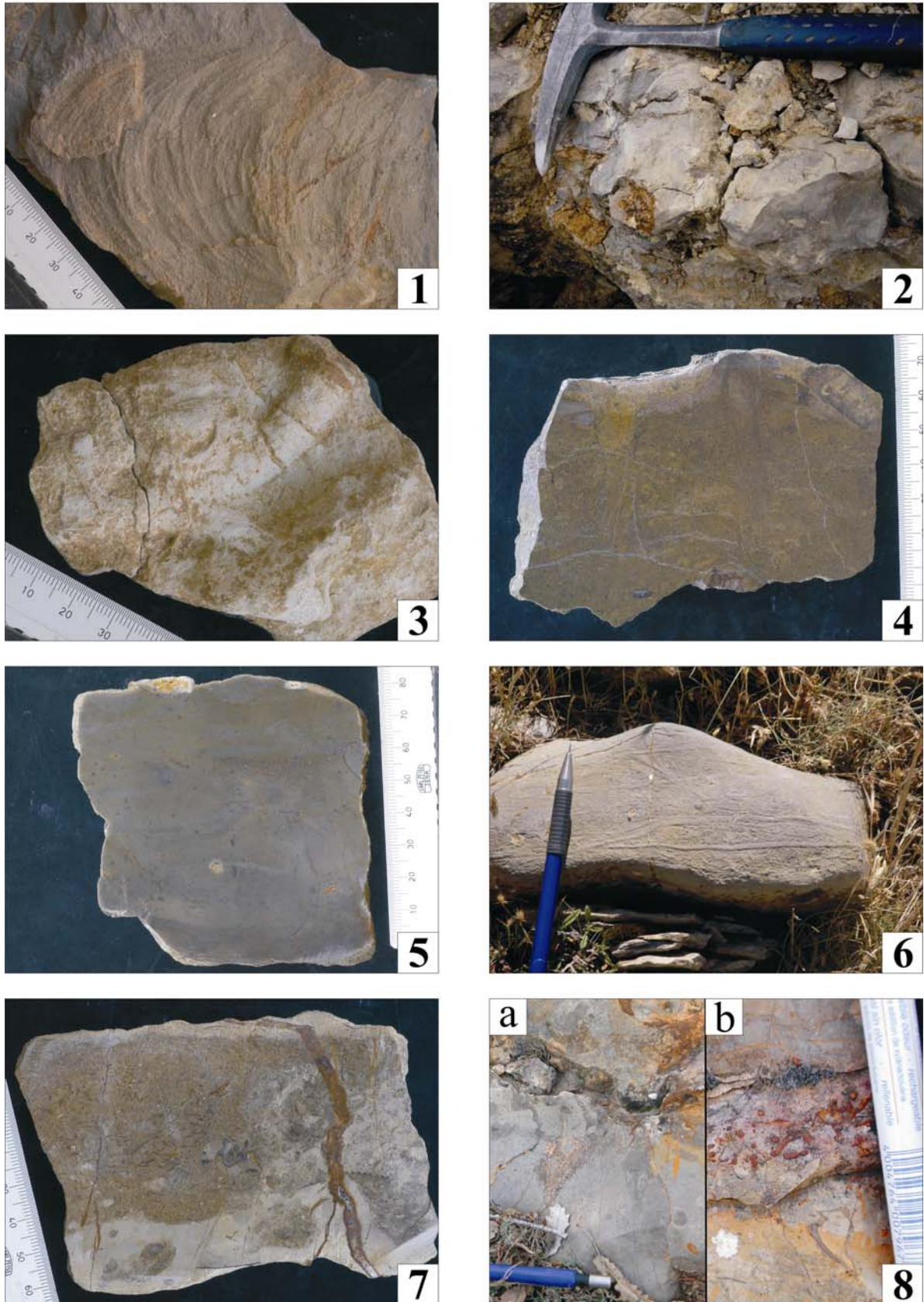


Lámina 10.1. 1.- Bo I-32: *Zoophycos* . 2.- Qv-64: *Zoophycos*. 3.- Rb-45: *Thalassinoides*. 4.- Bo I-80a: estructura de escape. 5.- Cn-46: galerías horizontales de pequeño diámetro. 6.- Ph-78: galerías horizontales de pequeño diámetro. 7.- MI-8: perforaciones. 8.- MI-22: nivel con bioturbaciones en sustrato firme. a) detalle de bioturbaciones; b) detalle de litoclastos ferruginizados.



Lámina 10.2. 1.- Bo II-32: *Chondrites*. 2.- Bo II-42: sistema de bioturbaciones en sustrato firme. 3.- Ci-38 superior: *hard-ground*. 4.- Rb-146: bioturbaciones en sustrato firme. 5.- Pr-12: *hard-ground*, nivel de condensación de ammonioideos. 6.- Mg-28b: *hard-ground*, nivel de condensación de ammonioideos. 7.- Bo I-42: *Chondrites*. 8.- Mv-50 techo: nivel con bioturbaciones en sustrato firme.

10.4.1 SECUENCIA AALENSIS *p.p.*-OPALINUM *p.p.* (SECUENCIA 1) :

La figura 10.6 muestra la distribución en la secuencia 1 de los organismos identificados en el estudio de microfácies. En función del modo de vida se observan las siguientes características:

Nectónicos. Los ammonoideos aparecen de forma ubicua en toda la secuencia, mientras que los belemnites aparecen principalmente en la mitad oriental de la zona de estudio (Sector Suroriental y banda meridional del Sector Suroccidental) y ligados al término superior, con facies *packstone*, de ésta.

Bentónicos vágiles. Los equinodermos aparecen a lo largo de toda la secuencia, pero existe una mayor concentración en la parte superior de ésta. Los pelecípodos aparecen en toda la secuencia. Los gasterópodos aparecen en la mitad occidental de la zona de estudio en localizaciones puntuales.

Bentónicos sésiles. Los foraminíferos hialinos aparecen a lo largo de toda la secuencia, aunque parece existir una mayor riqueza en las partes más margocalcáreas. En la región de Tejada aparecen esponjas y corales solitarios en toda la secuencia, pero en baja proporción. Los braquiópodos suelen aparecer a lo largo de toda la secuencia, con una mayor concentración en los niveles más margosos.

Incrustantes. Los foraminíferos aglutinados de tipo nubeculárido se concentran en los niveles que muestran mayor grado de litificación, normalmente en la parte superior de la secuencia. Los serpulidos y briozoos aparecen en la región occidental, en la parte superior de la secuencia, normalmente ligados a niveles con mayor grado de litificación.

Contenido icnológico

En los sectores Suroccidental (banda meridional), Suroriental y Noroccidental aparecen sedimentos bioturbados de forma homogénea, pero no se evidencia una tendencia en el desarrollo de diferentes icnofábricas. Se observa un incremento en las asociaciones de organismos incrustantes hacia la parte superior de la secuencia, lo cual refleja el establecimiento de sustratos duros que sirvieron de fijación a estos organismos.

En el Sector Suroccidental (bandas noroccidentales) se ha reconocido la siguiente sucesión de icnofábricas: En los niveles inferiores de la secuencia aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, ligadas a las alternancias margo-calcáreas, que serían indicativas de fondos blandos, en los cuales habría cierto empobrecimiento en la oxigenación, como muestra la asociación de los *Chondrites* con el descenso en riqueza de las asociaciones bentónicas (excepto los foraminíferos). Estas bioturbaciones corresponden con estructuras de alimentación (*Fodinichnia*) de organismos sedimentívoros. En los niveles intermedios de la secuencia aparecen icnitas del icnogénero *Thalassinoides*, estructuras de habitación (*Domichnia*) de organismos suspensívoros, indicativas de un sustrato más firme, en calizas con texturas más energéticas que en los niveles anteriores, junto con unas asociaciones bentónicas que presentan mayor riqueza de organismos. En el término superior de la secuencia, junto con las asociaciones bentónicas anteriores, aparecen asociaciones de organismos incrustantes, que son congruentes con el desarrollo de un fondo progresivamente más litificado. Esta secuencialidad parece reflejar un paso de medios marinos con salinidad normal más

distales, con un leve empobrecimiento en oxígeno, a medios proximales bien oxigenados, con disponibilidad de nutrientes y con progresivo incremento de la litificación del fondo.

La distribución espacial de las asociaciones de organismos, en función de sus hábitos de distribución en la columna de agua y/o el fondo para el desarrollo de la secuencia 1 se muestra en los mapas de biofacies de la figura 10.7.

Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*

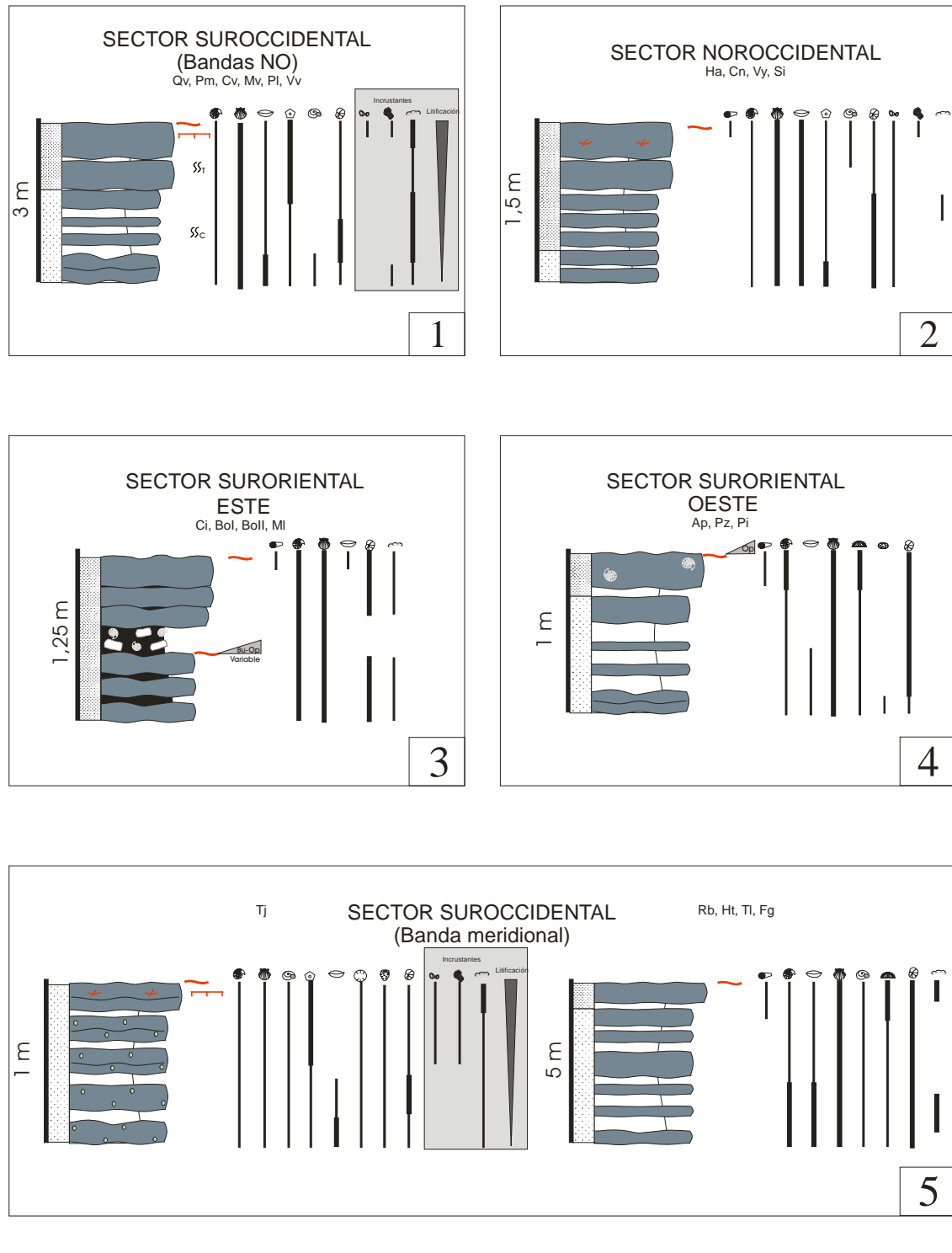


Figura 10.6. Diferentes secuencias tipo identificadas durante la Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.* (Secuencia 1) y distribución y abundancia relativa de los diferentes organismos, contenido icnológico y discontinuidades en la secuencia. **1.-** Sector Suroccidental (bandas NO); **2.-** Sector Noroccidental; **3.-** Sector Suroriental (E); **4.-** Sector Suroriental (O); **5.-** Sector Suroccidental (banda meridional).

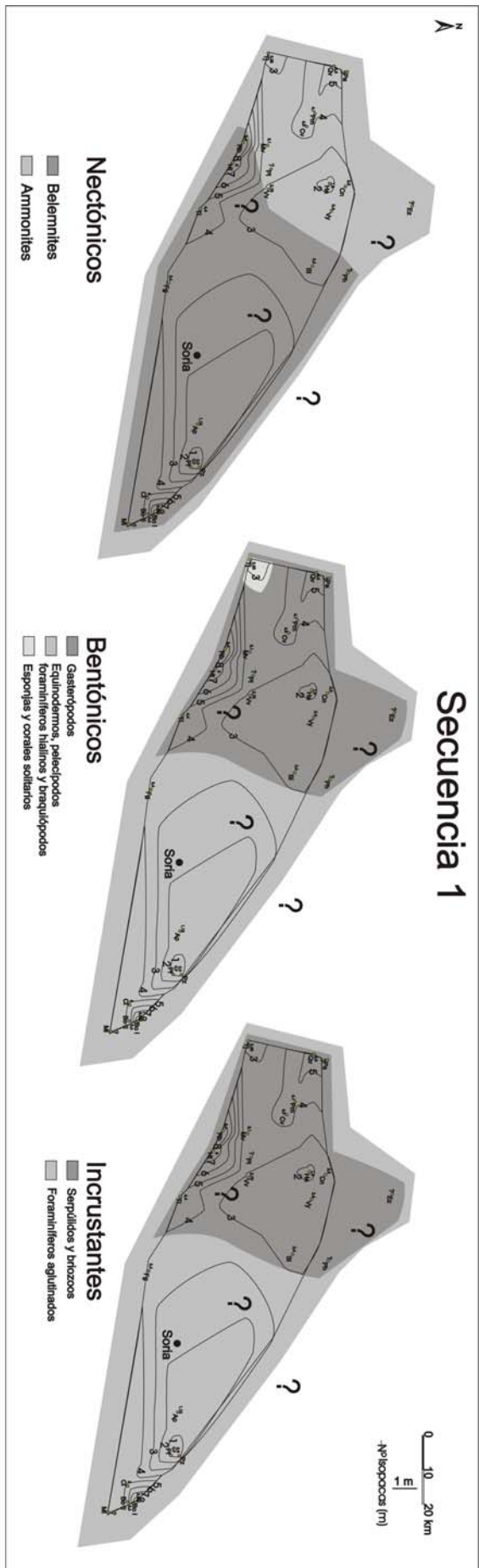


Figura 10.7. Mapas de biofacies mostrando la distribución de las asociaciones nectónicas, bentónicas e incrustantes que aparecen en la Secuencia 1. El área coloreada en cada caso abarca las localizaciones geográficas donde aparecen los distintos grupos. Debido a que existe un alto número de grupos se han representado en tres mapas sucesivos, que son complementarios, para evitar un excesivo solape de áreas. Por ello se representan en función de sus afinidades en cuanto a movilidad y su relación con el sustrato

10.4.2 SECUENCIA COMPTUM *p.p.* (SECUENCIA 2):

La figura 10.8 muestra la distribución en la secuencia 2 de los organismos identificados en el estudio de microfacies. En función del modo de vida se observan las siguientes características:

Nectónicos. Los ammonoideos aparecen en toda la secuencia. En la parte oriental del Sector Suroriental aparecen nautiloideos en los niveles superiores, aunque no en el extremo techo.

Bentónicos vágiles. Los equinodermos aparecen a lo largo de toda la secuencia, al igual que los pelecípodos. Los gasterópodos aparecen en diferentes partes de la secuencia, salvo en la parte occidental del Sector Suroriental y en el Sector Nororiental.

Bentónicos sésiles. Los foraminíferos hialinos aparecen a lo largo de toda la secuencia, aunque parece existir un descenso en la riqueza cuando existen condiciones de sustrato más endurecido. En el Sector Suroriental aparecen esponjas y corales solitarios, en menor proporción en los términos margosos y de forma más abundante en la base y el techo de la secuencia. Los braquiópodos suelen aparecer a lo largo de toda la secuencia, con una mayor concentración en los niveles más margosos. Los ostrácodos aparecen ligados a los niveles superiores de la secuencia en la parte oriental del Sector Suroriental.

Incrustantes. Los foraminíferos aglutinados de tipo nubeculárido se concentran en los niveles que muestran mayor grado de litificación, normalmente asociados con bioclastos y/o partículas ferruginizadas, en la parte superior de la secuencia por lo general. No aparecen en el Sector Nororiental. Los serpulidos aparecen en la parte superior de la secuencia, ligados a niveles con mayor grado de litificación, y ocasionalmente en términos inferiores, con menor abundancia.

El Sector Nororiental, muestra una asociación de fósiles que presenta menor diversidad a nivel de grupos que el resto de sectores. Los ammonoideos son el componente fundamental del necton, apareciendo puntualmente belemnites en la sección de Muro de Aguas. Como componentes principales del bentos aparecen los pelecípodos (endo- y epibentónicos), los braquiópodos y los equinodermos.

Contenido icnológico

En la parte meridional del Sector Suroccidental y en la parte oriental del Sector Suroriental se reconoce la siguiente sucesión de icnofábricas: En los niveles inferiores de la secuencia aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, ligadas a las alternancias margo-calcáreas, que serían indicativas de fondos blandos, en los cuales habría cierto empobrecimiento en la oxigenación. Se observa un descenso en riqueza de las asociaciones bentónicas, así como un descenso en la diversidad de éstas.

Secuencia Comptum *p.p.*

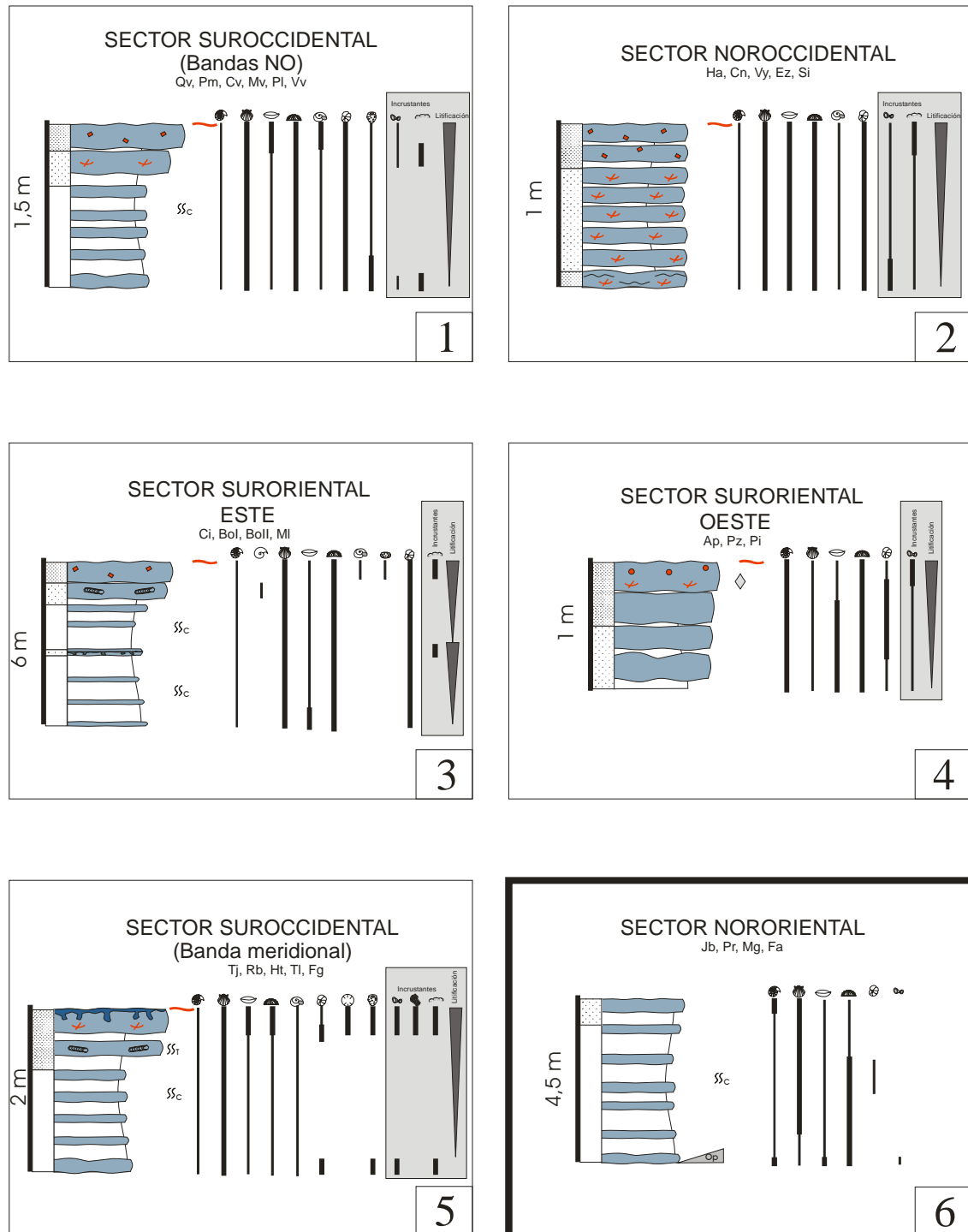


Figura 10.8. Diferentes secuencias tipo identificadas durante el intervalo Aalenense inferior *p.p.* (Secuencia 2) y distribución y abundancia relativa de los diferentes organismos, contenido icnológico y discontinuidades en la secuencia. **1.-** Sector Suroccidental (bandas NO); **2.-** Sector Noroccidental; **3.-** Sector Suroriental (E); **4.-** Sector Suroriental (O); **5.-** Sector Suroccidental (banda meridional). **6.-** Sector Nororiental.

En los niveles intermedios de la secuencia, representados por calizas con texturas más energéticas, aparecen icnitas del icnogénero *Thalassinoides* y otra serie de galerías subhorizontales, indicativas de un sustrato más firme, junto con unas asociaciones bentónicas que presentan mayor riqueza y diversidad de organismos. En el término superior de la secuencia, junto con las asociaciones bentónicas anteriores, aparecen asociaciones de organismos incrustantes, que son congruentes con el desarrollo de un fondo progresivamente más litificado, llegándose a desarrollar *hard-grounds* con sistemas de perforaciones asociados. Esta secuencialidad parece reflejar un paso de medios marinos con salinidad normal más distales, con un leve empobrecimiento en oxígeno, a medios proximales bien oxigenados con progresivo incremento de la litificación del fondo y buena disponibilidad de nutrientes.

En el resto de sectores aparecen sedimentos bioturbados de forma homogénea, pero no se evidencia una tendencia en el desarrollo de diferentes icnofábricas. Se observa un incremento en las asociaciones de organismos incrustantes hacia la parte superior de la secuencia, lo cual refleja el establecimiento de sustratos duros que sirven de fijación a estos organismos. Normalmente aparecen asociados con las partículas con envueltas ferruginizadas que se desarrollan en la parte superior de la secuencia.

En el Sector Nororiental, compuesto por una alternancia de calizas y margas, aparecen de forma relativamente frecuente bioturbaciones del icnogénero *Chondrites* durante toda la secuencia, mostrando que las condiciones se mantuvieron relativamente estables en la deposición de los materiales.

La distribución espacial de las asociaciones de organismos, en función de sus hábitos de distribución en la columna de agua y/o el fondo para el intervalo que representa la secuencia 2 se muestra en los mapas de biofacies de la figura 10.9.

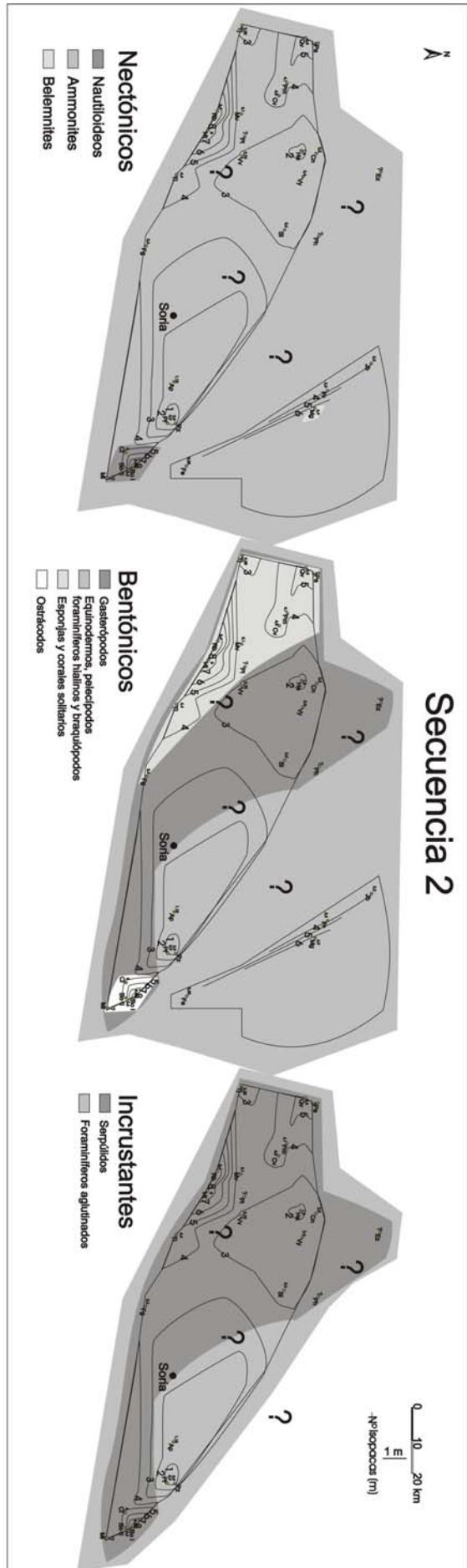


Figura 10.9. Mapas de biofacies mostrando la distribución de las asociaciones nectónicas, bentónicas e incrustantes que aparecen en la Secuencia 2. El área coloreada en cada caso abarca las localizaciones geográficas donde aparecen los distintos grupos. Debido a que existe un alto número de grupos se han representado en tres mapas sucesivos, que son complementarios, para evitar un excesivo solape de áreas. Por ello se representan en función de sus afinidades en cuanto a movilidad y su relación con el sustrato

10.4.3 SECUENCIA MURCHISONAE-BRADFORDENSIS (SECUENCIA 3):

La figura 10.10 muestra la distribución en la secuencia 3 de los organismos identificados en el estudio de microfácies. En función del modo de vida se observan las siguientes características:

Nectónicos. Los ammonoideos aparecen puntualmente en toda la secuencia, pero con una riqueza menor que en la secuencia anterior. En la parte oriental del Sector Suroriental no aparecen en la parte intermedia de la secuencia (calizas *mudstone*). En las bandas noroccidentales del Sector Suroccidental aparecen belemnites en toda la secuencia, presentando una riqueza baja.

Bentónicos vágiles. Los equinodermos aparecen a lo largo de toda la secuencia, al igual que los pelecípodos, a excepción de la parte oriental del Sector Suroriental, donde no se registran en la parte intermedia de la secuencia. Los gasterópodos aparecen en el Sector Noroccidental, presentando una riqueza baja y en las bandas noroccidentales del Sector Suroccidental de forma puntual y con baja riqueza.

Bentónicos sésiles. Los foraminíferos hialinos aparecen en toda la secuencia, con una riqueza mayor si están asociados con la presencia de bioclastos y partículas ferruginizadas. En la parte oriental del Sector Suroriental únicamente aparecen en el techo de la secuencia. No se han reconocido en las microfácies de las dos subsecuencias que conforman la Secuencia 3 en el Sector Nororiental, a pesar de que su presencia está citada en la bibliografía (Canales, 2001). En el Sector Suroccidental aparecen esponjas y corales solitarios. Los braquiópodos aparecen a lo largo de toda la secuencia en los distintos sectores.

Incrustantes. Los foraminíferos aglutinados de tipo nubeculárido se concentran en los niveles que muestran mayor grado de litificación, normalmente asociados con bioclastos ferruginizados, en la parte superior de la secuencia. No aparecen en el Sector Nororiental. Los serpulidos aparecen distribuidos de forma irregular en los distintos sectores, muchas veces aparecen vinculados con el desarrollo de partículas ferruginizadas y niveles con mayor grado de litificación. Los briozoos también están distribuidos irregularmente en la secuencia en los distintos sectores, asociados a niveles con mayor grado de litificación o con presencia de restos ferruginizados.

El Sector Nororiental, muestra una asociación de grupos fósiles que presenta una diversidad menor que los otros sectores. Los ammonoideos son el componente fundamental del necton, apareciendo belemnites en la sección de Jubera. Como componentes principales del bentos aparecen los pelecípodos (endo- y epibentónicos), los braquiópodos y los equinodermos. En esta secuencia aparece un gran desarrollo de icnitas de los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*, las primeras abundan en la subsecuencia 3.1 y las segundas en la subsecuencia 3.2.

Contenido icnológico

En todos los sectores, a excepción del Nororiental, aparecen sedimentos bioturbados de forma homogénea, pero no se evidencia una tendencia en el desarrollo de diferentes icnofábricas. En la zona oriental del Sector Suroriental, en las facies *mudstone*, no existen evidencias de huellas de actividad orgánica, aunque en el techo de la secuencia se desarrolla un sistema de perforaciones que

configuran un *hard-ground*. Las facies con texturas *packstone* presentes en todos los sectores, muestran asociaciones de todo tipo de organismos, incluidos los epibentónicos sésiles e incrustantes. Esto es indicativo de la existencia de ciertos periodos con más energía, lo cual también se refleja con el desarrollo de estructuras sedimentarias en determinadas secciones. La aparición de estas asociaciones es indicativa de la existencia de sustratos firmes y/o duros que sirven de fijación a estos organismos, al menos durante periodos de tiempo lo suficientemente largos como para que se establecieran. En varios sectores aparecen asociados con las partículas con envueltas ferruginizadas que se desarrollan principalmente en la parte superior de la secuencia. Las secciones de Castrovido y Piedrahita de Muñó registran el desarrollo de un importante sistema de perforaciones en el extremo techo de la secuencia.

El Sector Nororiental está compuesto por una alternancia de calizas y margas. En los niveles intermedios de la secuencia, correspondiendo con el tránsito entre las subsecuencias 3.1 y 3.2, aparecen bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, que serían indicativas de fondos blandos, en los cuales habría cierto empobrecimiento en la oxigenación. En la parte superior de la secuencia aparecen bioturbaciones del icnogénero *Zoophycos*, siendo una icnita que posiblemente represente una combinación de huella de habitación y de alimentación de organismos sedimentívoros en sedimentos blandos y con baja cantidad de nutrientes.

La distribución espacial de las asociaciones de organismos, en función de sus hábitos de distribución en la columna de agua y/o el fondo para el intervalo que representa la secuencia 3 se muestra en los mapas de biofacies de la figura 10.11.

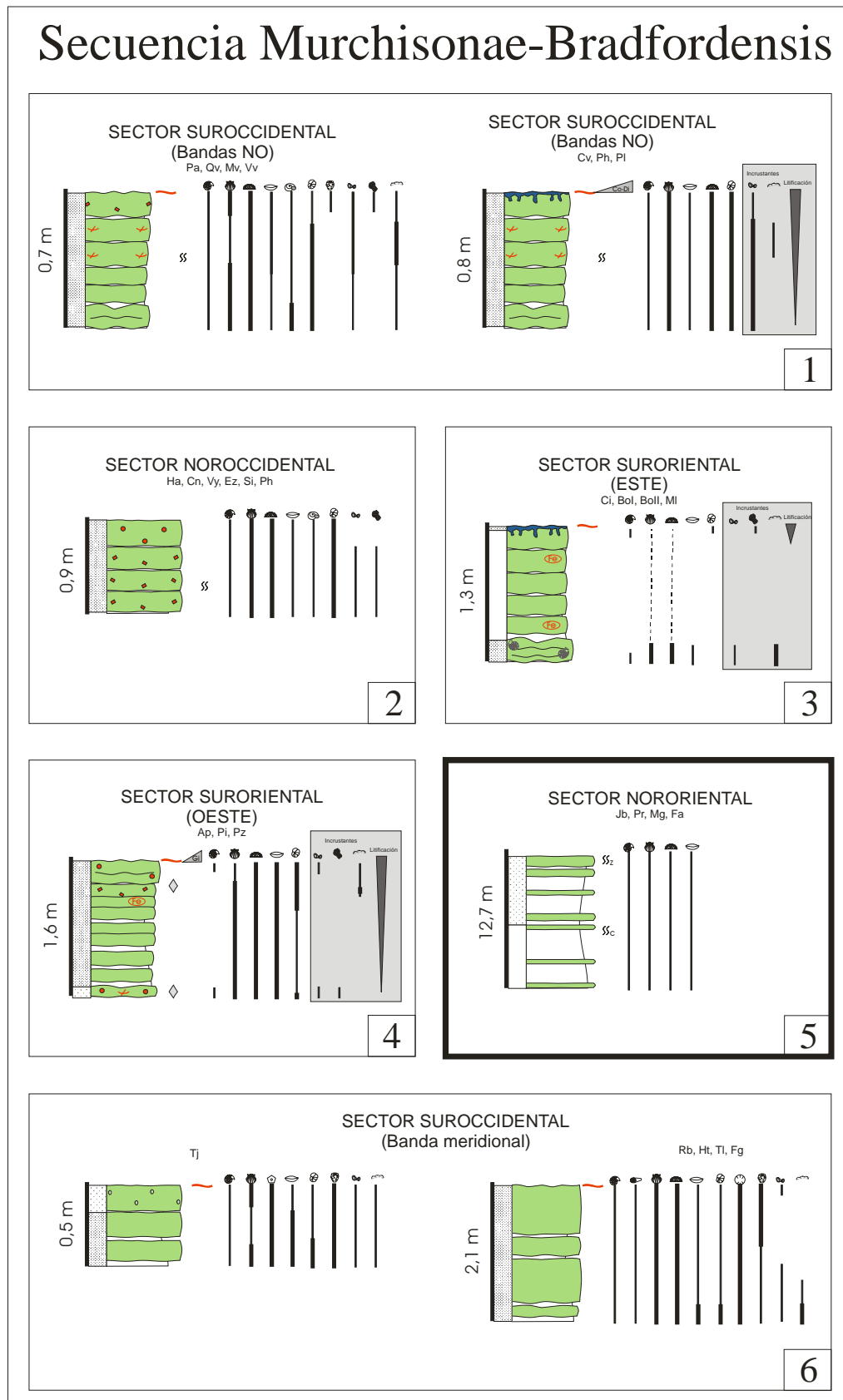


Figura 10.10. Diferentes secuencias tipo identificadas durante la Secuencia Murchisonae-Bradfordensis (Secuencia 3) y distribución y abundancia relativa de los diferentes organismos, contenido icnológico y discontinuidades en la secuencia. **1.-** Sector Suroccidental (bandas NO); **2.-** Sector Noroccidental; **3.-** Sector Suroriental (E); **4.-** Sector Suroriental (O); **5.-** Sector Nororiental; **6.-** Sector Suroccidental (banda meridional).

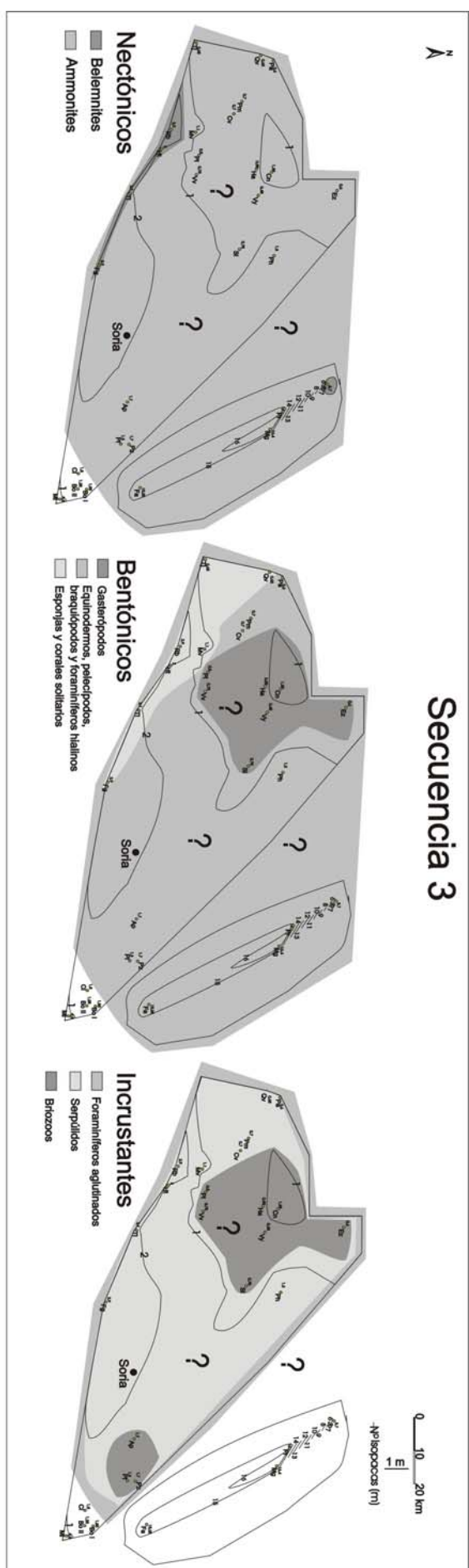


Figura 10.11. Mapas de biofacies mostrando la distribución de las asociaciones nectónicas, bentónicas e incrustantes que aparecen en la Secuencia 3. El área coloreada en cada caso abarca las localizaciones geográficas donde aparecen los distintos grupos. Debido a que existe un alto número de grupos se han representado en tres mapas sucesivos, que son complementarios, para evitar un excesivo solape de áreas. Por ello se representan en función de sus afinidades en cuanto a movilidad y su relación con el sustrato

10.4.4 SECUENCIA CONCAVUM (SECUENCIA 4):

La figura 10.12 muestra la distribución en la secuencia 4 de los organismos identificados en el estudio de microfácies. En función del modo de vida se observan las siguientes características:

Nectónicos vágiles. Los ammonoideos aparecen en toda la secuencia, con la excepción de las facies *mudstone* desarrolladas en gran parte de la secuencia en la zona meridional del Sector Suroccidental y en la columna de Moncalvillo de las bandas más noroccidentales. En los sectores Noroccidental y la parte este del Sector Suroriental aparecen belemnites en la parte superior de la secuencia, asociados a la presencia de partículas con cubiertas ferruginizadas, al igual que en la parte superior de la secuencia en la parte más meridional del Sector Suroccidental.

Bentónicos. Los equinodermos aparecen a lo largo de toda la secuencia, excepto en las facies *mudstone* de la secuencia en la parte más meridional del Sector Suroccidental y la columna de Moncalvillo, presentando una alta abundancia. Los pelecípodos también aparecen con este patrón de distribución, pero la riqueza es más variable en los diferentes sectores. Los gasterópodos aparecen en la parte Suroccidental del área estudiada mostrando una baja abundancia y estando ligados a sedimentos en facies *packstone*.

Bentónicos sésiles. Los foraminíferos hialinos aparecen en toda la secuencia, normalmente con una riqueza mayor si están asociados con la presencia de bioclastos y partículas ferruginizadas. De nuevo, las excepciones corresponden con las facies *mudstone* de la secuencia en la parte más meridional del Sector Suroccidental y la columna de Moncalvillo. Las esponjas aparecen en todos los sectores excepto en los de la zona oriental y en el Sector Nororiental y en las facies *mudstone* ya mencionadas. Los corales solitarios aparecen puntualmente en la sección de Tejada. Los braquiópodos aparecen a lo largo de toda la secuencia en todo el área, excepto en los sectores más noroccidentales y las facies *mudstone*.

Incrustantes. Los foraminíferos aglutinados de tipo nubeculárido se concentran en los niveles que muestran mayor grado de litificación en la parte superior de la secuencia, normalmente asociados con bioclastos y/o partículas ferruginizadas. No aparecen en el Sector Nororiental. Los serpulidos y los briozoos aparecen únicamente en la sección de Tejada, en la parte inferior de la secuencia.

El Sector Nororiental muestra una asociación de grupos fósiles que presenta una diversidad menor que los otros sectores. Los ammonoideos son el único componente del necton. Como componentes del bentos aparecen los pelecípodos (endo- y epibentónicos), los equinodermos y los foraminíferos hialinos.

Contenido icnológico

En todos los sectores, a excepción del Nororiental, aparecen sedimentos bioturbados de forma homogénea, pero no se evidencia una tendencia en el desarrollo de diferentes icnofábricas. En varias columnas de los sectores Suroccidental y la parte E del Suroriental (exceptuando Tejada), se desarrolla un sistema de perforaciones configurando *hard-grounds* en el techo de la secuencia. Al igual que la secuencia anterior, las facies *packstone* muestran asociaciones de todo tipo de

organismos, incluidos los epibentónicos sésiles e incrustantes, lo cual es indicativo o bien de la existencia de ciertos periodos con más energía, o de periodos de exposición prolongada del fondo marino. La aparición de estas asociaciones es indicativa de la existencia de sustratos firmes y/o duros que sirven de fijación a estos organismos, al menos durante periodos de tiempo lo suficientemente largos como para que se establecieran. En todos los sectores aparecen asociados con las partículas con envueltas ferruginizadas (excepto en Ciria, donde las partículas cubiertas no están ferruginizadas) que se desarrollan en la secuencia. En las secciones de Castrovido y Piedrahita de Muñó no aparece registrada esta secuencia, y en el resto de los sectores el espesor que presenta es muy reducido. La parte meridional del Sector Suroccidental y la sección de Moncalvillo muestran una alternancia de margas y calizas *mudstone* en la cual no aparecen huellas de bioturbación ni restos fósiles hasta los últimos estratos, indicando la existencia de condiciones muy poco favorables para el desarrollo de comunidades bentónicas, ya que ni siquiera aparecen bioturbadas.

En el Sector Nororiental, en la alternancia de calizas y margas, se reconocen bioturbaciones de los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. En las partes inferior y superior de la secuencia aparecen las bioturbaciones tipo *Zoophycos*, mientras que en los niveles intermedios, aparecen las de tipo *Chondrites*. Todas ellas son indicativas de fondos blandos, en los cuales habría cierto empobrecimiento en la oxigenación y en los cuales habría una baja disponibilidad de nutrientes.

La distribución espacial de las asociaciones de organismos, en función de sus hábitos de distribución en la columna de agua y/o el fondo para el intervalo que representa la secuencia 4 se muestra en los mapas de biofacies de la figura 10.13.

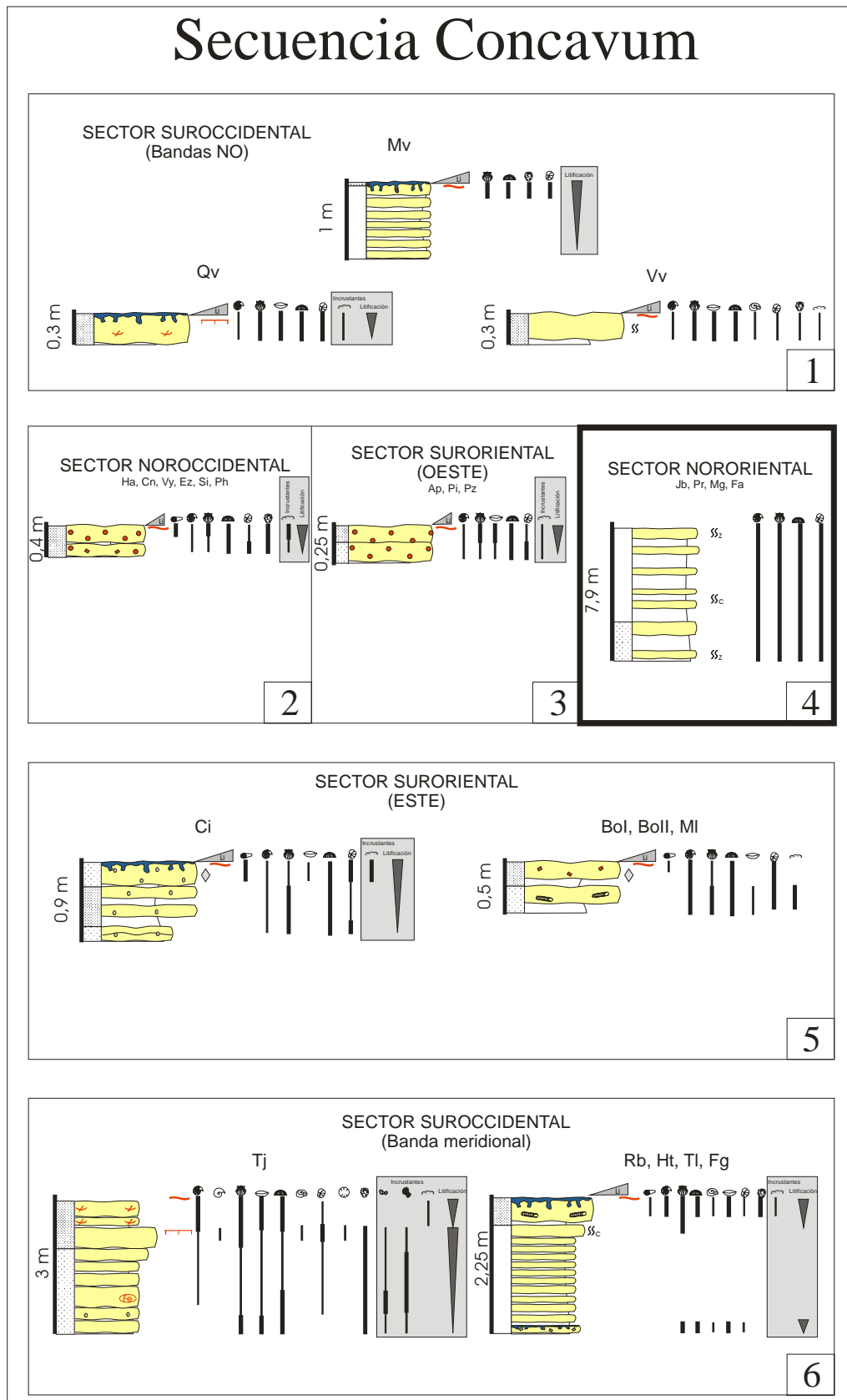
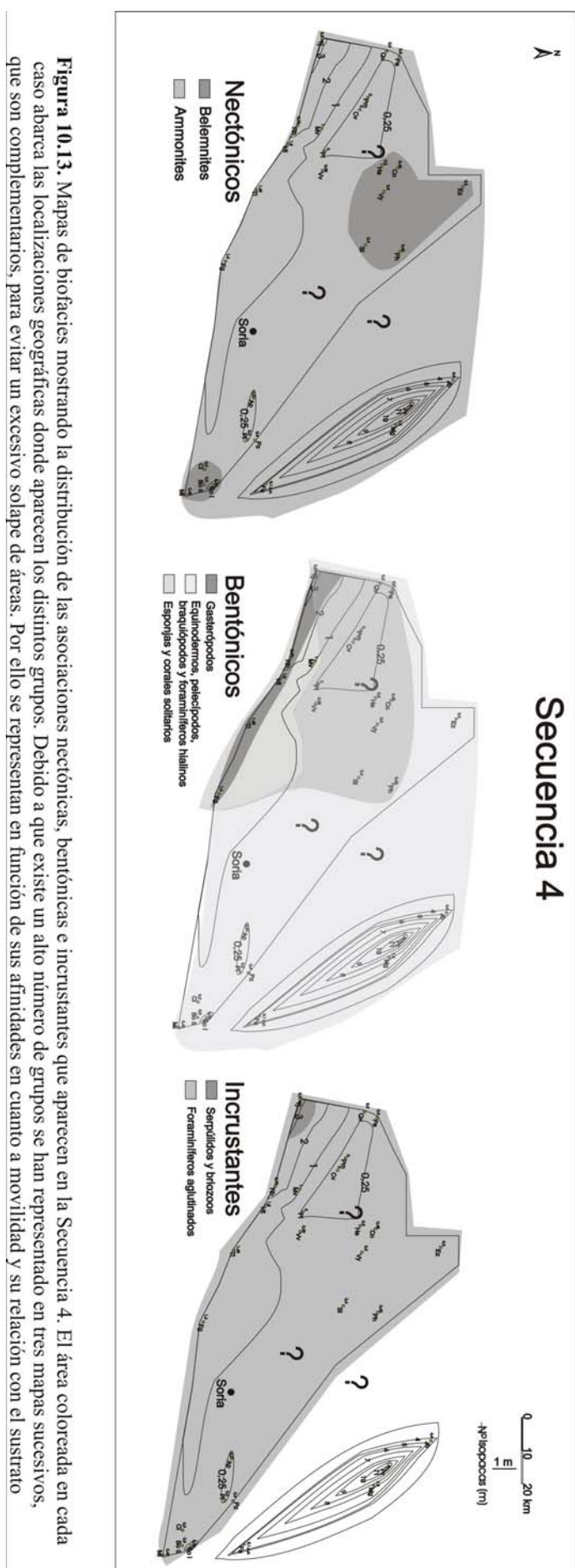


Figura 10.12. Diferentes secuencias tipo identificadas durante la Secuencia Concavum (Secuencia 4) y distribución y abundancia relativa de los diferentes organismos, contenido icnológico y discontinuidades en la secuencia. **1.-** Sector Suroccidental (bandas NO); **2.-** Sector Noroccidental; **3.-** Sector Suroriental (O); **4.-** Sector Nororiental; **5.-** Sector Suroriental (E); **6.-** Sector Suroccidental (banda meridional).



10.4.5 SECUENCIA DISCITES (SECUENCIA 5):

La figura 10.14 muestra la distribución en la secuencia 5 de los organismos identificados en el estudio de microfacies. En función del modo de vida se observan las siguientes características:

Nectónicos. Los ammonoideos aparecen en toda la secuencia, así como los belemnites, asociados con partículas con cubiertas ferruginizadas. Los belemnites aparecen en todos los sectores, excepto en la parte superior de la secuencia en los sectores Suroccidental (parte meridional) y las columnas de Ciria y Malanquilla en el Sector Suroriental. El Sector Nororiental muestra una asociación de grupos fósiles similar a la secuencia anterior.

Bentónicos vágiles. Los equinodermos aparecen a lo largo de toda la secuencia presentando una alta abundancia generalizada. Los pelecípodos también aparecen en toda la secuencia, pero mostrando riqueza variable en los diferentes sectores. Los gasterópodos aparecen en los sectores Suroccidental, Noroccidental y Suroriental (Oeste) mostrando una baja abundancia por lo general, normalmente asociados a la parte inferior de la secuencia.

Bentónicos sésiles. Los foraminíferos hialinos aparecen en toda la secuencia, con un grado de riqueza variable. Las esponjas siguen un patrón similar, pero están ausentes en las secciones de Malanquilla, Ciria y Tejada. Los braquiópodos aparecen a lo largo de toda la secuencia en todo el área, con distribuciones variables.

Incrustantes. Los foraminíferos aglutinados de tipo nubeculárido, de nuevo se concentran en los niveles que muestran mayor grado de litificación, normalmente asociados con bioclastos y/o partículas ferruginizadas. Los serpulidos y los briozoos aparecen en toda la secuencia, excepto en las columnas de Malanquilla, Borobia y las zonas meridionales del Sector Suroccidental

Contenido icnológico

En todos los sectores aparecen sedimentos bioturbados de forma homogénea, desarrollándose en determinados sectores un sistema de perforaciones configurando *hard-grounds* en distintas partes de la secuencia. Las asociaciones observadas están compuestas de todo tipo de organismos, incluidos los epibentónicos sésiles e incrustantes. La aparición de estas asociaciones es indicativa de la existencia de sustratos firmes y/o duros que sirven de fijación a estos organismos, al menos durante periodos de tiempo lo suficientemente largos como para que se establecieran. En todos los sectores aparecen asociados con las partículas con envueltas ferruginizadas que se desarrollan en la secuencia. El espesor que presenta esta secuencia es muy reducido, con la excepción de la sección de Malanquilla. En las secciones de Castrovido y Piedrahita de Muñó no aparece registrada esta secuencia. En el Sector Suroccidental aparecen de forma puntual bioturbaciones del icnogénero *Zoophycos* en los techos de algunos estratos. En el Sector Nororiental, continúa la tendencia que se observaba en la secuencia anterior.

La distribución espacial de las asociaciones de organismos, en función de sus hábitos de distribución en la columna de agua y/o el fondo para el intervalo que representa la secuencia 5 se muestra en los mapas de biofacies de la figura 10.15.

Secuencia Discites

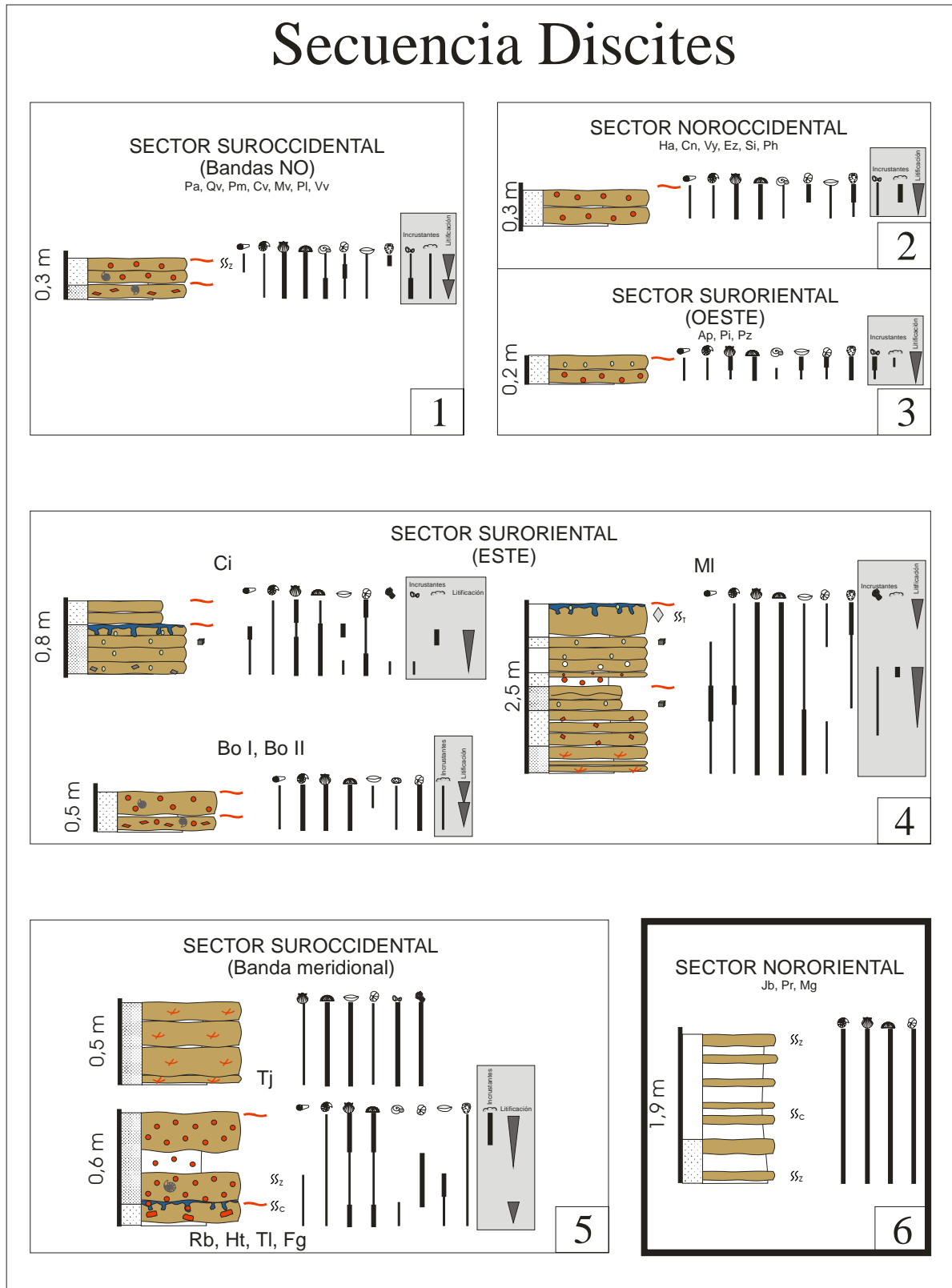


Figura 10.14. Diferentes secuencias tipo identificadas durante la Secuencia Discites (Secuencia 5) y distribución y abundancia relativa de los diferentes organismos, contenido icnológico y discontinuidades en la secuencia. **1.-** Sector Suroccidental (bandas NO); **2.-** Sector Noroccidental; **3.-** Sector Suroriental (O); **4.-** Sector Suroriental (E); **5.-** Sector Suroccidental (banda meridional); **6.-** Sector Nororiental.



De acuerdo a los datos observados podemos observar los siguientes resultados:

- **Secuencia 1 (*Aalensis p.p.-Opalinum p. p.*):** Los organismos nectónicos aparecen en toda el área de estudio. La parte occidental (sectores Suroccidental y Noroccidental) es la zona que muestra mayor diversidad de grupos fósiles, apareciendo la mayoría de los grupos identificados. Concretamente, los corales solitarios y esponjas, aparecen únicamente en la sección de Tejada. Esta área aparece una sucesión de icnogéneros que muestran un grado de litificación creciente.

- **Secuencia 2 (*Comptum p. p.*):** Los sedimentos de esta secuencia muestran por lo general evidencias de un doble ciclo de profundización-somerización. El Sector Suroriental (E) es la zona que muestra unos valores más acusados. Aquí aparecen nautiloideos y ostrácodos. Los ammonoideos aparecen en toda el área de estudio. Los organismos bentónicos que aparecen en todo el área de estudio son los equinodermos, los braquiópodos, los pelecípodos y los foraminíferos hialinos. Aparecen asociados con otros grupos según bandas paralelas NO-SE, que de O a E incluyen esponjas y corales solitarios (que se expanden a todas las secciones del Sector SO) y gasterópodos (sectores Noroccidental y Suroriental). Se desarrolla una sucesión de icnogéneros en los lugares que corresponden con los mayores depocentros, mostrando variaciones en el grado de litificación del sustrato y en la oxigenación.

- **Secuencia 3 (*Murchisonae-Bradfordensis*):** Los restos de nectónicos aparecen en toda el área de estudio, con la excepción de los sedimentos con facies *mudstone* de la parte este del Sector Suroriental, donde tampoco aparecen organismos bentónicos. Los valores de isopacas son equivalentes a los del resto de sectores, por lo que este sector tuvo que estar sometido a algún tipo de restricción ecológica que impidió el desarrollo de comunidades faunísticas en él. Los belemnites aparecen preferentemente en los lugares donde hay mayores valores de isopacas. Los corales y las esponjas siguen apareciendo en la banda NO-SE, mientras que los gasterópodos y los briozoos aparecen fundamentalmente en sectores con bajas potencias de sedimentos. El Sector Nororiental, donde en esta secuencia se alcanzan las mayores potencias, muestra asociaciones de bentónicos formadas por equinodermos, braquiópodos, foraminíferos hialinos y pelecípodos.

- **Secuencia 4 (*Concavum*):** En las alternancias calcáreo-margosas que configuran la parte inferior de la secuencia en la banda meridional del Sector Suroccidental no aparecen fósiles, por lo que debió existir algún tipo de restricción ecológica, que impidiese el desarrollo de comunidades. En las texturas más energéticas de la parte superior de la secuencia, que son equivalentes a la totalidad de la secuencia en el resto de sectores, aparecen organismos bentónicos y nectónicos. En las zonas con menor espesor sedimentario aparecen concentraciones de belemnites. La distribución de esponjas y corales solitarios se expande si se compara con la de la secuencia anterior, hacia el Sector Noroccidental. Los foraminíferos aglutinados aparecen en los sectores Noroccidental, Suroriental y Suroccidental, pero de nuevo, en el Sector Nororiental, la fauna bentónica aparece representada por las mismas asociaciones que en la secuencia anterior.

- **Secuencia 5 (*Discites*):** Los restos de ammonoideos se encuentran en toda la zona de estudio, al igual que sucede con los belemnites, que en esta secuencia aparecen en todas las secciones con una alta abundancia. Las concentraciones de belemnites en el Mesozoico son relativamente frecuentes, y Doyle y Macdonald (1993) proponen varias causas para la formación de los denominados *Belemnite battlefields*. Una de estas está relacionada con acumulaciones estratigráficas en periodos con baja

sedimentación, que sería coherente con las señales de microperforaciones y de corrosión que aparecen en la mayoría de los rostros de belemnites pertenecientes a esta secuencia estudiados en el análisis de microfacies. Por ello, hay que tener en cuenta que las asociaciones nectónicas pueden ser resultado de deriva necroplanctónica y posterior acumulación, por lo que hay que tener cierta precaución al hacer estimaciones paleoecológicas con ellos, tratando de realizar estas estimaciones en base a las comunidades bentónicas, que manifiestan una relación directa con el medio cuando no muestran un grado de transporte significativo. Otros grupos, como corales solitarios y esponjas, siguen expandiéndose hasta zonas más Surorientales y Noroccidentales, continuando la tendencia que se observa en las secuencias anteriores. Los organismos incrustantes aparecen en las zonas con espesores más reducidos de sedimentación. En muchas secciones se desarrollan sistemas de perforaciones configurando *hard-grounds*.

10.5 TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR-JURÁSICO MEDIO EN LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL: ECOESTRATIGRAFÍA

Las comunidades fósiles representan asociaciones de fósiles que aparecen con unas frecuencias determinadas y son reflejo de las comunidades vivas que habitaron en determinados ambientes formando parte de ecosistemas del pasado. Las unidades basadas en criterios ambientales, que se reconocen fundamentalmente por las comunidades fósiles que aparecen dentro de los materiales, son las **ecozonas**. Cuando se advierten cambios que se producen en una dirección determinada que indican tendencias, se pueden reconocer **secuencias ecoestratigráficas**.

La sustitución de las comunidades a lo largo del tiempo reflejando cambios en las condiciones ambientales se denomina sucesión paleoecológica. Si estas variaciones siguen unas tendencias, se habla de secuencia paleoecológica.

Uno de los métodos ecoestratigráficos es el propuesto por Krassilov (1978) que se basa en que las biocenosis sufren eventos evolutivos (a nivel de comunidades) y que funcionan como marcadores estratigráficos. Las distintas comunidades formarían parte de la misma bioprovincia, pareciéndose mucho su estructura ecológica, ya que están limitados por los mismos factores ambientales. La composición taxonómica puede variar entre comunidades pero el reemplazamiento ecológico específico, es muy parecido entre ellas. Hoffman (1981) apunta que un planteamiento ecoestratigráfico trata de integrar el mayor número de datos (taxonómicos, ecológicos, biogeográficos y evolutivos) y combinarlos con la información sedimentológica y la geocronología de las rocas en un paleoecosistema, de forma que se obtienen escalas temporales precisas y fiables.

En la literatura aparecen una serie de modelos estándar que relacionan las respuestas bióticas con los ciclos y secuencias sedimentarias. En el trabajo de Oschmann (1988), en ejemplos del Jurásico, el factor dominante para la distribución de las faunas cercanas a la línea de costa es la energía del medio, en zonas de plataforma intermedia es el tipo de sustrato y para los fangos más distales es el nivel de oxígeno. La correlación entre estos factores y los caracteres litológicos y faunísticos se resumen en la figura 10.16. Brenchley y Harper (1998) describen las asociaciones típicas de plataformas epicontinentales. En su modelo señalan la presencia de sedimentación micrítica en áreas inter- y submareales someras, algunas en condiciones de hipersalinidad. Son comunes las micritas con laminaciones algares y estromatolitos dómicos, aunque la fauna macrobentónica suelen presentar baja diversidad, e incluye ostrácodos, gasterópodos y briozoos. Los

bajíos con textura *grainstone* que forman una barrera con el *lagoon*, normalmente presentan una fauna bentónica marina típica de condiciones marinas abiertas, y localmente aparecen parches arrecifales. En zonas más distales aparecen comunidades indicativas de una profundidad mayor en relación a las anteriores, que hacia la parte central de la cuenca son reemplazadas por faunas pelágicas. Wetzel y Allia (2003) indican que la profundidad media del nivel de base del oleaje de tormentas de los mares epicontinentales mesozoicos oscilaba entre 20 y 50 m.

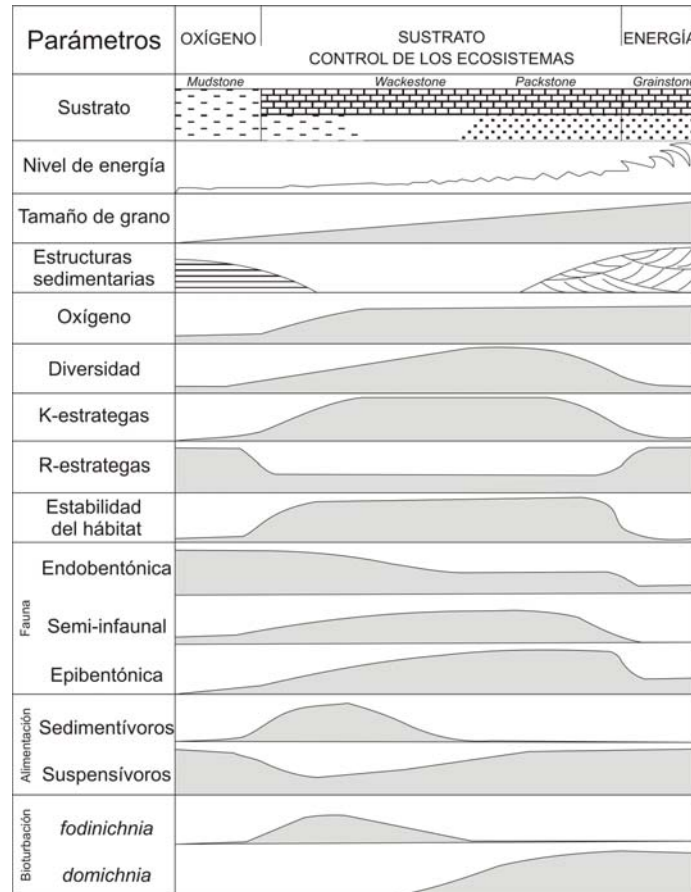


Figura 10.16. Variaciones en aspectos físicos y biológicos del medio en función de condiciones cambiantes de la energía, el tipo de sustrato y los niveles de oxígeno. Los cambios de derecha a izquierda se pueden aproximar con cambio de tendencias desde proximal a distal. Modificado de Oschmann (1988).

Teniendo en cuenta las consideraciones propuestas en los modelos estándar, en la zona de estudio se proponen dos agrupaciones principales. Por un lado se analizan los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental, y por otro, se analiza el Sector Nororiental, dado que la arquitectura sedimentaria es diferente en ambos dominios.

10.5.1 SECTORES SUROCCIDENTAL, SURORIENTAL Y NOROCCIDENTAL.

Las secuencias analizadas en estos sectores corresponden por lo general a secuencias de somerización, y se pueden agrupar en tres grupos principales en función de los caracteres estratigráficos y paleontológicos que hemos descrito con anterioridad. Estos tres conjuntos corresponden con tres secuencias ecoestratigráficas que estarían formadas por ecozonas. Por un lado

las secuencias 1 (*Aalensis p.p.*-*Opalinum p.p.*) y 2 (*Comptum p.p.*) muestran características similares entre sí, por lo que se definen la Ecozona 1 (asociada a la Secuencia 1) y la Ecozona 2 (asociada a la Secuencia 2), conformando la Secuencia Ecoestratigráfica I. La secuencia 3 (*Murchisonae-Bradfordensis*), que tiene un comportamiento diferente en cuanto a gradientes ecoestratigráficos, tiene asociada la Ecozona 3, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica II. Por último, las secuencias 4 (*Concavum*) y 5 (*Discites*), tienen asociadas respectivamente la Ecozona 4 y la Ecozona 5, y conformarían otro conjunto caracterizando la Secuencia Ecoestratigráfica III. La tabla 10.2 muestra estas relaciones.

Tabla 10. 2. Relaciones entre las Secuencias Estratigráficas, las Ecozonas y las Secuencias Ecoestratigráficas definidas en este trabajo.

SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA	ECOZONA	SECUENCIA ECOESTRATIGRÁFICA
1 (<i>Aalensis p.p.</i> – <i>Opalinum p.p.</i>)	1	I
2 (<i>Comptum p.p.</i>)	2	
3 (<i>Murchisonae-Bradfordensis</i>)	3	II
4 (<i>Concavum</i>)	4	III
5 (<i>Discites</i>)	5	

10.5.1.1 SECUENCIA ECOESTRATIGRÁFICA I. Los parámetros físicos y paleontológicos de las secuencias 1 y 2 (Ecozonas 1 y 2) muestran una sucesión típica de medios con energía baja o moderada. Los sustratos que aparecen se desarrollan sobre sedimentos carbonatados con facies entre *wackestone* y *packstone*, sin evidencias de estructuras sedimentarias de alta energía, ni de laminaciones monótonas típicas de medios muy distales, en los que la decantación de organismos planctónicos es el único aporte bioclástico apreciable. Las variaciones de la icnofábrica que presentan indican oscilaciones entre medios algo empobrecidos en oxígeno en sedimentos blandos, con presencia de *Chondrites*, hasta medios bien oxigenados y con un sustrato firme, donde se reconocen *Thalassinoides*, e incluso evidencias de litificación del sustrato. Las icnocenosis identificadas se corresponden con las denominadas C y D de la figura 10.2, que se muestra al inicio de este capítulo. Las estrategias de alimentación de los organismos son variadas y oscilan en función de las variaciones en el grado e consistencia del sustrato y del nivel de oxígeno en la interfase agua-sedimento, aunque la variedad de organismos parece indicar fondos estables, con niveles de nutrientes adecuados, en condiciones de salinidad normal. Aparecen asociaciones formadas por organismos nectónicos y bentónicos, vágiles y sésiles, con hábitos alimentarios tanto suspensívoros como sedimentívoros y detritívoros. Las estructuras de bioturbación suelen corresponder con estructuras de *domichnia* y *fodinichnia*. En determinados niveles se reconocen partículas con cubiertas ferruginizadas que corresponderían con la etapa 1 (Figuras 8.9 a 8.12, ver capítulo de Análisis de partículas con cubiertas ferruginizadas), pero su aparición es puntual, aunque en el Sector de la Demanda, hay un mayor número de bioclastos ferruginizados asociados a la secuencia 2. La figura 10.17. muestra una representación ideal de las asociaciones icnológicas y las comunidades de organismos durante el desarrollo de esta secuencia.

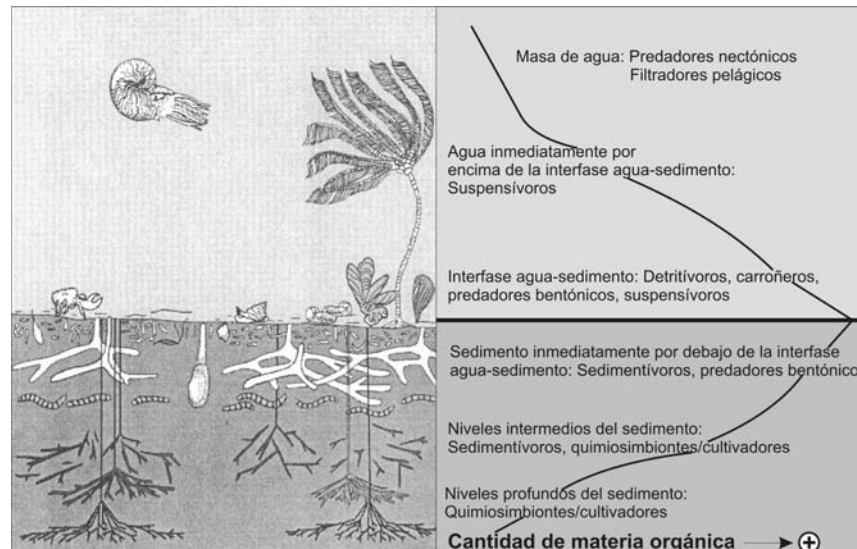


Figura 10.17. Representación ideal de las asociaciones de icnitas y las comunidades de organismos para la secuencia ecoestratigráfica I en la zona de estudio. Se representan las relaciones entre estrategia de alimentación y la distribución del tipo y cantidad de los nutrientes en la columna de agua y en el sedimento. Modificado de Buatois *et al.* (2002).

10.5.1.2 SECUENCIA ECOESTRATIGRÁFICA II. La secuencia 3 (Ecozona 3) parece corresponder de forma generalizada con medios con un grado energético mayor que los anteriores, ya que incluso se llegan a reconocer estructuras sedimentarias tractivas en algunos niveles. Por lo general corresponde con sedimentos carbonatados con facies *packstone*. Existe la excepción del Sector Suroriental (E), donde aparecen calizas *mudstone*, con un bajo contenido en restos fósiles, y un contenido significativo en nódulos de hierro, que se corresponde con un subambiente poco favorable para el establecimiento de comunidades nectónicas y bentónicas, si bien el análisis microscópico de láminas ultrafinas, ha señalado la presencia de nannoplancton calcáreo del *Incertae sedis Schizosphaerella*. La asociación de organismos bentónicos (endobentónicos, epibentónicos e incrustantes, estos con mayor desarrollo en el techo de la secuencia) es indicativa de sustratos bien oxigenados. La bioturbación es generalizada, deformando el sedimento, por lo que la consistencia del sustrato variaría entre blando y firme, ya que también aparecen organismos sésiles e incrustantes. La presencia de bioclastos y litoclastos ferruginizados es bastante frecuente, sobre todo en los términos superiores, pero la presencia de hierro no parece ser un factor que disminuya la diversidad de las asociaciones de organismos. Debido a que el intervalo temporal que representa esta secuencia es amplio, la disponibilidad del elemento pudo ser episódica, fijándose de forma selectiva en las diferentes microestructuras de la conchas de los grupos de organismos presentes, generando partículas con cubiertas ferruginizadas correspondientes a la etapa 1, aunque en el Sector Noroccidental podrían corresponder también con etapas 2 y 3 (Figuras 8.9 a 8.12, ver capítulo de Análisis de partículas con cubiertas ferruginizadas).

10.5.1.3 SECUENCIA ECOESTRATIGRÁFICA III. Las secuencias 4 y 5 (Ecozonas 4 y 5) aparecen asociadas de forma general a sedimentos con facies *wackestone* y *packstone*, con la excepción de la secuencia 4 en la zona meridional del Sector Suroccidental y la sección de Moncalvillo, donde aparecen alternancias de calizas *mudstone* y margas, que se corresponde con un subambiente poco favorable para el establecimiento de comunidades bentónicas, y en el que tampoco aparecen registros de organismos nectónicos, pero si se ha observado la presencia de

nannoplankton calcáreo del *Incertae sedis Schizosphaerella*. Las texturas más energéticas parecen corresponder con niveles relativamente condensados, muy bioturbados de forma homogénea, por lo que no tienen que representar necesariamente altos niveles de energía, sino más bien, una larga exposición a los organismos bioturbadores, que pueden fragmentar los bioclastos ya depositados. Estos prolongados periodos de no deposición son congruentes con la aparición de organismos cementantes y la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que muestran varias etapas de formación (Figuras 8.9 a 8.12, ver capítulo de Análisis de partículas con cubiertas ferruginizadas). Esta complejidad en las etapas de formación de las partículas con cubiertas ferruginizadas reflejaría una progresiva colonización, primero de los bioclastos (ferruginizados previamente, o no) que forman parte de los núcleos, y posteriormente de otras partículas con pocas envueltas hasta llegara formarse las partículas cubiertas de la etapa tres, donde los organismos incrustantes colonizan el sustrato relativamente duro que conformarían las partículas antiguas. Éstas tenderían a alcanzar un mayor grado de litificación durante los prolongados periodos de exposición dentro de la interfase agua-sedimento y podrían ser removilizadas periódicamente por efecto de la bioturbación o algún evento energético puntual, quedando exhumadas. Así, la evolución de estas partículas con cubiertas ferruginizadas, parece poner de manifiesto una secuencia ecológica de colonización de sustratos progresivamente más endurecidos. Posteriormente, estas partículas con cubiertas ferruginizadas serían susceptibles de sufrir procesos de disolución, que conformarían las partículas de la etapa 5. Lo cierto es que parece existir una relación entre el periodo de no sedimentación y el grado de complejidad de las partículas con cubiertas ferruginizadas cuando se analiza de forma secuencial la aparición de éstas. En el Sector Noroccidental, donde existe un mayor desarrollo de este tipo de aloquímicos, aparecen secciones con espesores relativamente reducidos, y en los Sectores Suroccidental y Suroriental, los niveles con partículas con cubiertas ferruginizadas también aparecen en las secuencias con poco espesor de sedimentos, que muestran evidencias de litificación como intraclastos y perforaciones. Las asociaciones nectónicas y bentónicas de organismos que se reconocen, parecen indicar condiciones de oxigenación normales, por tanto la mineralogía reductora de las partículas ferruginizadas podría ser explicada si la formación de la bertierina tuviera lugar en microambientes reductores en el interior del sedimento, siendo episódicamente removilizado. Sin embargo, es importante recordar que existen ejemplos actuales de formación de fases con bajo grado de cristalinidad de este mineral en sedimentos actuales bien oxigenados (Cabo de Mala Pascua, Venezuela). En ocasiones, la exposición prolongada con una baja tasa de sedimentación, conllevaría a la formación de *hard-grounds* indicando una litificación importante del fondo.

10.5.2 SECTOR NORORIENTAL.

Este sector presenta unas características marcadamente diferentes al resto de sectores, al pertenecer a un dominio paleogeográfico distinto, en facies más distales y en condiciones de sedimentación más continua. Existen oscilaciones en las características ambientales de este sector, pero no se podrían establecer secuencias ecostratigráficas tan definidas como en los demás sectores estudiados. Las facies de los sedimentos (*mudstone* y *wackestone*), así como la ausencia de estructuras sedimentarias indican condiciones de baja energía. La baja diversidad de asociaciones bentónicas sería indicativa de sedimentos con bajo grado de oxigenación o con poca disponibilidad de nutrientes en el sedimento, ya que la mayoría de bioturbaciones que se reconocen corresponden con los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Las asociaciones bentónicas de fósiles que aparecen corresponden principalmente con organismos sedimentívoros, aparecen braquiópodos y las huellas de actividad orgánica representan estructuras de alimentación y de habitación. Los niveles con

Chondrites que aparecen en la parte inferior de las secciones de este sector, serían indicativos de momentos de profundización, y son equivalentes a los intervalos margosos que se desarrollan durante la Secuencia Estratigráfica 2 (*Comptum p.p.*) en los otros sectores, mientras que el resto de secuencias no muestra equivalencias con ellos.

10.6 RELACIONES ENTRE ICNOFACIES Y DISCONTINUIDADES EN EL MARCO DE LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La interpretación genética de las discontinuidades es esencial para la identificación de ambientes deposicionales y para la determinación de las características de los controles alocíclicos sobre sistemas deposicionales, principalmente las fluctuaciones del nivel del mar. Las trazas fósiles son particularmente útiles para delinear e interpretar límites estratigráficos relevantes para la estratigrafía secuencial (Pemberton *et al.*, 1992; Buatois *et al.*, 2002). Esta metodología requiere un enfoque integrado, incluyendo datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos.

Buatois *et al.* (2002) resaltan que la identificación de icnofacies sustrato-controladas, tales como *Glossifungites*, *Trypanites* y *Teredolites*, es imprescindible para el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas. Una **icnofacies** consiste en una asociación de trazas fósiles que aparecen recurrentemente a lo largo del tiempo geológico y que corresponde habitualmente a determinados parámetros ambientales. La icnofacies de *Glossifungites* (desarrollada sobre sustratos firmes, no litificados) es la más empleada en los estudios de estratigrafía secuencial. Concretamente, la presencia de esta icnofacies en sedimentos carbonatados no indica necesariamente una exhumación erosiva, sino procesos diagenéticos tempranos que pueden tener lugar en la interfase agua-sedimento (Bromley, 1975).

Brett (1998) resalta que la estratigrafía secuencial proporciona una trama para delimitar las relaciones temporales de los estratos a través de los cambios de facies. De forma teórica es posible relacionar series de biofacies que cambian lateralmente gracias al estudio regional de los “segmentos temporales” que muestran las parasecuencias, cortejos deposicionales o secuencias (Elder *et al.*, 1994). Esto proporciona un cuadro más completo de las primeras y últimas apariciones de especies fósiles, y de cambios en la composición de las biofacies.

En los mares epicontinentales, con bajas tasas de subsidencia, los cortejos sedimentarios transgresivo y la parte inicial del alto nivel están muy bien representadas, mientras que las facies del cortejo de alto nivel tardías (regresivas) no suelen aparecer (Einsele, 1985). Las facies más someras están compuestas de calizas con alta proporción en conchas o crinoides, típicas de la transgresión, que se superponen directamente sobre las facies tempranas del cortejo de alto nivel, que contienen una asociación faunística de aguas más profundas (Bayer *et al.*, 1985; Brett y Baird, 1996). Las biofacies transicionales más someras del cortejo de alto nivel terminal, están ausentes al haber sido desmanteladas por la erosión asociada al máximo del cortejo de bajo nivel en el límite de las secuencias.

Las superficies erosivas del cortejo transgresivo dan lugar al desarrollo de icnofacies sustrato-controladas de gran extensión, debido a que las superficies exhumadas se generan dentro de un ambiente marino o marino marginal, favoreciendo la colonización de los organismos de la icnofacies *Glossifungites* antes de que tenga lugar la deposición significativa de sedimento

cubriendo la superficie (MacEachern y Pemberton, 1997). Dentro de este contexto, es relativamente frecuente la presencia de clastos perforados asociados a depósitos residuales transgresivos. También vinculadas a transgresiones, aparecen las superficies de inundación de baja energía (Buatois *et al.*, 2002). La principal diferencia es que no están asociadas a erosión y por tanto no muestran icnofacies sustrato-controladas (MacEachern *et al.*, 1992). Los criterios icnológicos para detectarlas se basan en el reconocimiento de rápidos cambios verticales en las asociaciones de icnofósiles de sustratos blandos, los cuales ponen de manifiesto un proceso abrupto de profundización (Buatois *et al.*, 2002).

Existen también discontinuidades no asociadas a fenómenos erosivos que pueden albergar icnofacies sustrato-controladas, como los hiatos no deposicionales y discontinuidades deposicionales (Pemberton *et al.*, 1992).

Los **hiatos no deposicionales** corresponden a diastemas que reflejan mínima erosión (o ausencia de ella) y cese de la deposición. Suelen estar asociados a sustratos submarinos duros o firmes, desarrollándose por lo general en sustratos carbonáticos. Pueden distinguirse dos tipos de hiatos no deposicionales: superficies de omisión o *pseudohard-grounds* y sustratos duros o *hard-grounds* (Bromley, 1975; Pemberton *et al.*, 1992). En el caso de las **superficies de omisión**, existen tres conjuntos de trazas fósiles, de pre-omisión, de omisión y de post-omisión. Las pre- y post-omisión corresponden a trazas en sustratos blandos, sin diferir mucho entre sí, marcando la ausencia de grandes cambios en el ambiente deposicional. El conjunto de omisión corresponde a la icnofacies de *Glossifungites* reflejando la existencia de sustratos firmes, con cementación incipiente. Los **hardgrounds** sí que corresponden a sustratos litificados, y al igual que en el caso anterior aparecen *suites* de sustratos blandos por debajo y por encima de la superficie de discontinuidad. En los *hard-grounds* se pueden distinguir *suites* pre- y post- litificación, ambas asociadas a la superficie de discontinuidad (Bromley, 1975, 1996).

Las **discontinuidades deposicionales** son intervalos de acumulación continua de sedimento, que constituyen secciones condensadas (representadas por espesores pequeños de sedimento que reflejan un largo lapso temporal) de modo que la sucesión de facies infrayacente no guarda una relación directa con la suprayacente. Están vinculadas a los momentos de máxima transgresión, en los estadios de *starvation* o cuencas hambrientas, formando las superficies de máxima inundación. Pemberton *et al.* (1992) destacan que el registro icnológico de estas superficies aún no está lo suficientemente bien entendido. Estos autores sugieren que el desarrollo de las superficies de máxima inundación, al producirse en condiciones de oxigenación empobrecida, debe reflejarse mediante la aparición de elementos típicos de facies pobres en oxígeno, como por ejemplo el icnogénero *Chondrites*.

10.6.1 ICNOFACIES EN LA ZONA DE ESTUDIO

Como ya se ha resaltado, en el desarrollo de muchas de las secuencias identificadas, se observan evidencias de litificación progresiva de los sustratos. La tendencia general es el paso desde sustratos blandos a sustratos firmes, y en algunos casos a sustratos duros. La icnofábrica que está representada por sedimento más firme estaría clasificada dentro de la icnofacies de *Glossifungites*, y en los casos que se llegan a formar *hard-grounds*, las asociaciones de icnitas de sedimentos endurecidos representan a la icnofacies *Trypanites*. Los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos* aparecen frecuentemente en la icnofacies de *Zoophycos*. Esta icnofacies está dominada por

estructuras de alimentación que varían desde relativamente simples a complejas, generalmente con desarrollo de *spreite*, y en menor medida por trazas de pastoreo. Refleja fundamentalmente la actividad de organismos sedimentívoros.

Estas icnofacies sustrato-controladas están ligadas con distintos tipos de discontinuidades no deposicionales: la icnofacies de *Glossifungites* estaría relacionada con superficies de omisión y la de *Trypanites* con *hard- grounds*.

10.7 EVENTOS ECOESTRATIGRÁFICOS

Los eventos ecoestratigráficos representan cambios abruptos en la estructura de poblaciones o comunidades fósiles que están en relación con cambios regionales de temperatura, clima, oceanografía, quimismo del agua, tipo de sustrato, etc. (Kauffman *et al.*, 1991). Estos eventos se reconocen mediante muestreos detallados nivel a nivel, identificación de todo el material fósil disponible y la reconstrucción de las paleocomunidades. Los tipos de eventos ecoestratigráficos más comunes incluyen **eventos de productividad** (proliferación de especies en una paleocomunidad en respuesta a cambios favorables en los niveles de nutrientes, temperatura o salinidad), **eventos de colonización** de poblaciones bentónicas (introducción abrupta de nuevas comunidades bentónicas en una región en función de cambios de corto rango en el sustrato, quimismo o los recursos tróficos), **eventos de emigración** (cambios abruptos en la diversidad total, así como en la composición de la biota regional, en consonancia con cambios en los patrones paleogeográficos) o **eventos de mortalidad en masa** (debidos a un rápido deterioro de las condiciones de vida en el medio).

Brett (1998) señala que las mayores extinciones pueden estar asociadas con disminución de la extensión de los hábitats durante regresiones importantes (*lowstands*), o con eventos anóxicos durante transgresiones importantes. Normalmente se puede correlacionar las subidas de nivel del mar con radiaciones evolutivas.

En la mayoría de los medios marinos someros los depósitos del cortejo de bajo nivel del mar presentan poco desarrollo. Normalmente el límite de secuencia en sí mismo representa también una superficie transgresiva, en la cual los depósitos someros marinos del cortejo transgresivo se superponen en discontinuidad sobre facies marinas más distales, el cortejo de bajo nivel está representado únicamente por la propia discontinuidad erosiva (Meyers y Milton, 1996). Una segunda superficie importante, la superficie de máxima inundación, separa los depósitos transgresivos retrogradacionales (generalmente de profundización) de los suprayacentes del cortejo de alto nivel temprano. Las condiciones de máxima profundidad se registran en los estratos condensados que aparecen inmediatamente por encima de la superficie de máxima inundación (Meyers y Milton, 1996). Los depósitos del cortejo de alto nivel muestran patrones de somerización. En algunos casos un descenso en el nivel del mar puede generar regresiones forzadas (Meyers y Milton, 1996); bajo estas condiciones una superficie erosiva de menor rango, o una capa condensada puede separar los depósitos tempranos del cortejo de alto nivel (agradacionales) de los tardíos (progradacionales o regresivos).

Dentro de las secuencias ecoestratigráficas definidas en este capítulo se pueden observar una serie de eventos ecoestratigráficos puntuales. En la Secuencia ecoestratigráfica I, con mayor desarrollo en la ecozona 2, corresponden con eventos de productividad. Se ponen de manifiesto

cuando se ve un aumento de la diversidad de las comunidades en respuesta a cambios en el grado de litificación del sustrato, de los niveles de oxigenación o la disponibilidad de nutrientes. Suelen observarse en la parte superior de las secuencias que muestran una transición desde las facies inferiores, más margosas a las proximales, donde suele haber mayor número de grupos representados. También se reconocen eventos de colonización por comunidades pioneras como los *Chondrites*, en esta misma ecozona en el Sector Nororiental, banda oriental. En la secuencia ecoestratigráfica III, concretamente en el Sector Suroriental (Este). Se reconocen eventos de productividad en la secuencia ecoestratigráfica III, en la ecozona 4 en el Sector Suroccidental (banda meridional) y en la sección de Moncalvillo, tras la deposición de sedimentos con texturas *mudstone*, se observa la aparición de diversos grupos, representando eventos de colonización.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Se ha establecido una serie de secuencias tipo en cada sector, en función de las variaciones de los parámetros litológicos, paleontológicos (asociaciones de fósiles que aparecen, contenido icnológico) y estratigráficos (discontinuidades).

Los datos obtenidos mediante los estudios de las microfacies proyectados en las secuencias tipo en los diferentes sectores, han permitido establecer una evaluación semicuantitativa del contenido de cada grupo fósil a lo largo de la secuencia. Se tienen en cuenta las afinidades de los grupos en tanto que proporcionan información relativa a los parámetros ambientales. Las afinidades entre los diferentes grupos se han establecido en base a la movilidad de los grupos de organismos y su relación con el sustrato, diferenciando entre organismos vágiles: nectónicos (ammonites, belemnites y nautiloideos) y bentónicos vágiles (gasterópodos, equinodermos, pelecípodos de concha fina) y organismos sésiles: bentónicos sésiles (pelecípodos de concha gruesa, ostrácodos, braquiópodos, foraminíferos hialinos, esponjas y corales solitarios) e incrustantes (serpúlidos, briozoos y foraminíferos aglutinados). El contenido icnológico aporta información suplementaria sobre las condiciones físico-químicas del sustrato donde aparecen las asociaciones de fósiles.

Se han elaborado mapas de biofacies, que señalan la distribución de las comunidades nectónicas, bentónicas e incrustantes en el área de estudio para cada secuencia.

Se han establecido ecozonas y secuencias ecoestratigráficas teniendo en cuenta la presencia de dos dominios en función de la arquitectura sedimentaria de los sectores estudiados. Por un lado se analizan los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental, y por otro, se analiza el Sector Nororiental.

1) Sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. Las secuencias analizadas en estos sectores corresponden por lo general a secuencias de somerización, y se pueden agrupar en tres grupos principales en función de los caracteres estratigráficos y paleontológicos. Estos tres conjuntos corresponden con tres secuencias ecoestratigráficas que estarían formadas por ecozonas.

Las secuencias 1 (*Aalensis p.p.*-*Opalinum p.p.*) y 2 (*Comptum p.p.*) definen la Ecozona 1 y la Ecozona 2, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica I. La secuencia 3 (*Murchisonae-Bradfordensis*) tiene asociada la Ecozona 3, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica II. Las

secuencias 4 (Concavum) y 5 (Discites), tienen asociadas la Ecozona 4 y la Ecozona 5, caracterizando la Secuencia Ecoestratigráfica III.

2) Sector Nororiental. Este sector presenta unas características marcadamente diferentes al resto de sectores, al pertenecer a un dominio paleogeográfico distinto, en facies más distales y en condiciones de sedimentación más continua. Existen oscilaciones en las características ambientales de este sector, pero no se podrían establecer secuencias ecoestratigráficas tan definidas como en los demás sectores estudiados. La parte inferior de las secciones de este sector, serían indicativas de momentos de profundización, y son equivalentes a los intervalos margosos que se desarrollan durante la Secuencia Estratigráfica 2 (Comptum *p.p.*) en los otros sectores, mientras que el resto de secuencias no muestra equivalencias con ellos.

En el desarrollo de muchas de las secuencias identificadas, se observan evidencias de litificación progresiva de los sustratos. La tendencia general es el paso desde sustratos blandos a sustratos firmes, y en algunos casos a sustratos duros. La icnofábrica que está representada por sedimento más firme estaría clasificada dentro de la icnofacies de *Glossifungites*, y en los casos que se llegan a formar *hard-grounds*, las asociaciones de icnitas de sedimentos endurecidos representan a la icnofacies *Trypanites*. Los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos* aparecen frecuentemente en la icnofacies de *Zoophycos*. Estas icnofacies sustrato-controladas están ligadas con distintos tipos de discontinuidades no deposicionales: la icnofacies de *Glossifungites* estaría relacionada con superficies de omisión y la de *Trypanites* con *hard- grounds*.

Dentro de las secuencias ecoestratigráficas definidas se observan una serie de eventos ecoestratigráficos puntuales. En la Secuencia ecoestratigráfica I, con mayor desarrollo en la ecozona 2, se identifican eventos de productividad y de colonización. En la secuencia ecoestratigráfica III, concretamente en el Sector Suroriental (Este), y en la secuencia ecoestratigráfica III, en la ecozona 4 en el Sector Suroccidental (banda meridional) y en la sección de Moncalvillo, tras la deposición de sedimentos con facies *mudstone*, se observa la aparición de diversos grupos, representando eventos de colonización.

11.1 INTRODUCCIÓN

La tafonomía, de forma tradicional, comprende dos disciplinas, la bioestratinomía y la fosildiagénesis. Müller (1963) propone el término **Fosildiagénesis**, para la disciplina que se ocupa del estudio de los procesos posteriores al enterramiento experimentados por las entidades tafonómicas (cualquier evidencia de una entidad biológica del pasado). Lawrence (1968) refiere la **Bioestratinomía** como la disciplina que se ocupa del estudio de las modificaciones experimentadas por las entidades tafonómicas desde la producción biogénica hasta el enterramiento.

Durante estas dos fases tienen lugar una serie de procesos que provocan cambios significativos que afectan tanto a la estructura y composición de las asociaciones fósiles, como a su posición espacio-temporal. Estos cambios son: biodegradación, carbonificación, encostramiento, relleno sedimentario, mineralización (cementación, neomorfismo, reemplazamiento), abrasión, bioerosión, disolución, maceración, distorsión y necrosinosis y desplazamientos fosildiagénicos (reorientación, desarticulación, dispersión, reagrupamiento, remoción). Algunos de estos procesos tienen lugar tanto en fase bioestratinómica como fosildiagénica, y otros únicamente en una de las dos.

En este capítulo se describen en primer lugar los procesos de alteración tafonómica ligados fundamentalmente a la fase bioestratinómica, que afectan a las asociaciones de ammonoideos. Se ha realizado el estudio en los distintos sectores, teniendo en cuenta la posición estratigráfica de las asociaciones y se describe el estado de conservación de los ejemplares muestreados. El estudio de estos aspectos se ha enmarcado dentro de un modelo secuencial establecido y se han descrito las tendencias observables. Posteriormente se diferencian agrupaciones en función del estado de conservación. Esto, junto con los datos anteriormente expuestos en relación con la sedimentología, el estudio de microficies, las etapas de formación de las partículas ferruginizadas y las evidencias paleoecológicas, nos han permitido reconocer una serie de tafofacies. Por último, se han analizado los mecanismos de alteración tafonómica, ligados tanto a fase bioestratinómica, como fosildiagénica, que han intervenido en los procesos de reemplazamiento por mineralogías silicatadas ferruginosas de los bioclastos en los núcleos de las partículas ferruginizadas.

11.2 EVIDENCIAS TAFONÓMICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Las asociaciones de ammonoideos, además de proporcionar una trama estratigráfica muy detallada de la zona de estudio, han permitido evaluar una serie de consideraciones sedimentológicas mediante su estudio tafonómico. El estado de conservación de los ammonoideos que aparecen dentro de las secuencias estratigráficas definidas sufre variaciones en el desarrollo de estas. Las figuras que acompañan a la descripción de las características tafonómicas más significativas de cada sección estudiada, proyectan la abundancia relativa de ammonoideos (el eje horizontal muestra el número total de ejemplares muestreados en cada sección) y las proporciones relativas de elementos resedimentados y reelaborados en cada nivel muestreado. Las Biozonas han sido señalizadas en las figuras representativas de los diferentes sectores mediante bandas de color que se muestran en la leyenda que aparece a continuación.

Color	Zona Bioestratigráfica
■	Laeviuscula
■	Discites
■	Concavum
■	Murchisonae-Bradfordensis
■	Opalinum
■	Aalensis

11.2.1 ESTADOS DE CONSERVACIÓN DE LOS AMMONOIDEOS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y CARACTERÍSTICAS TAFONÓMICAS

Las características tafonómicas más significativas observadas en los ammonoideos muestreados en cada sector se exponen a continuación. Se han descrito enmarcándolos en el contexto secuencial donde aparecen y en las secciones donde se han tomado muestras. Los procesos de alteración tafonómica que afectan al resto de los grupos identificados, tenidos en cuenta como procesos fosildiagénicos, ya han sido descritos en el capítulo de microfacies.

11.2.1.1 SECTOR SUROCCIDENTAL (banda meridional)

Sección Tejada

Desde la Zona Aalensis, hasta la Zona Discites, aparecen ejemplares resedimentados de ammonoideos (Fig. 11.1), con señales de fragmentación. Se identifican fragmoconos incompletos, fragmentos de cámara de habitación, vueltas internas de núcleos y ejemplares completos de macro- y microconchas, que en muchos casos pertenecen a estadios juveniles.

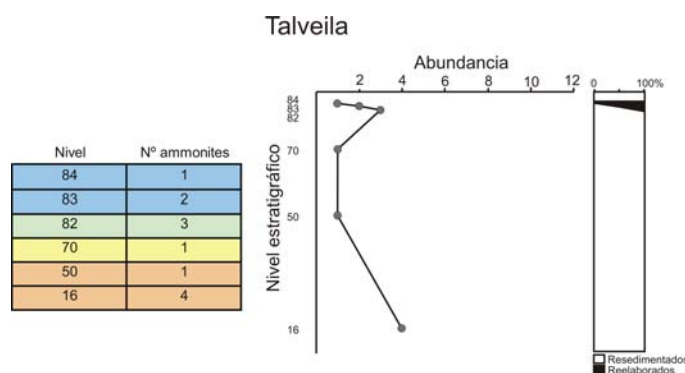


Figura 11.1. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Talveila

En las secuencias Opalinum, Murchisonae-Bradfordensis y Concavum aparecen ejemplares resedimentados con señales de fragmentación, y en Discites reelaborados (Fig. 11.2), con señales de abrasión y con diferencias texturales entre el relleno y la roca encajante. En Opalinum aparecen fragmentos de cámara de habitación y de núcleos. En Concavum se reconocen ejemplares juveniles completos que conservan la concha, y fragmentos de fragmoconos y núcleos. En Discites los ejemplares reelaborados muestran facetas de abrasión (Fig. 11.3).

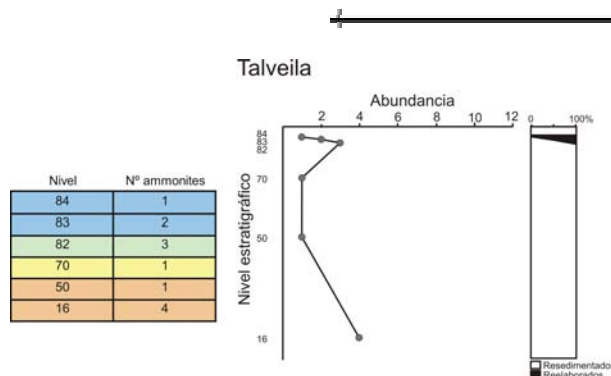


Figura 11.2. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

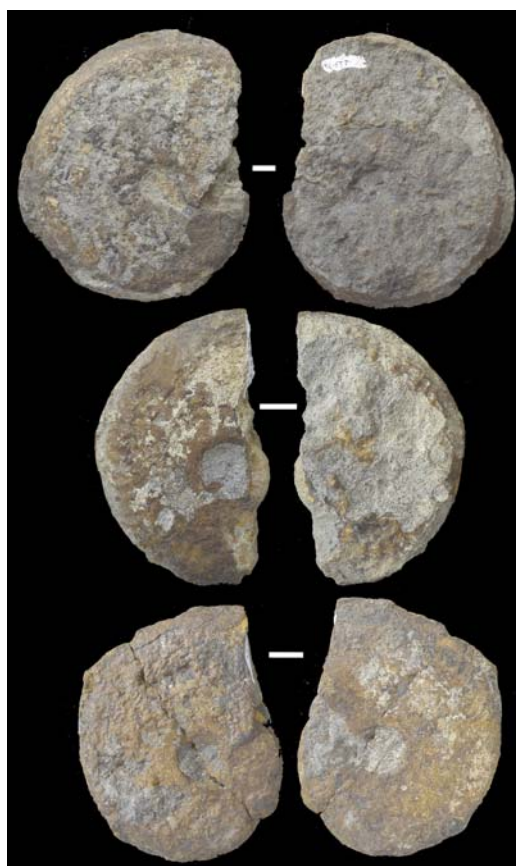


Figura 11.3. Sección de Talveila. Ammonoideos reelaborados. (Niveles 83 y 84, Zona Discites). Se observan facetas de abrasión que afectan preferencialmente a una de las caras de cada ejemplar. La escala gráfica representa 1 cm.

11.2.1.2 SECTOR SUROCCIDENTAL (bandas noroccidentales)

Sección Paules de Lara

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.4. La secuencia Murchisonae-Bradfordensis presenta fragmentos (fragmocono y cámara de habitación) de ammonoideos resedimentados. La secuencia de Concavum presenta una alta abundancia de ejemplares resedimentados completos y fragmentados. En la secuencia de Discites aparecen abundantes

ejemplares reelaborados, con diferente relleno que la roca encajante, y resedimentados, con señales de fragmentación.

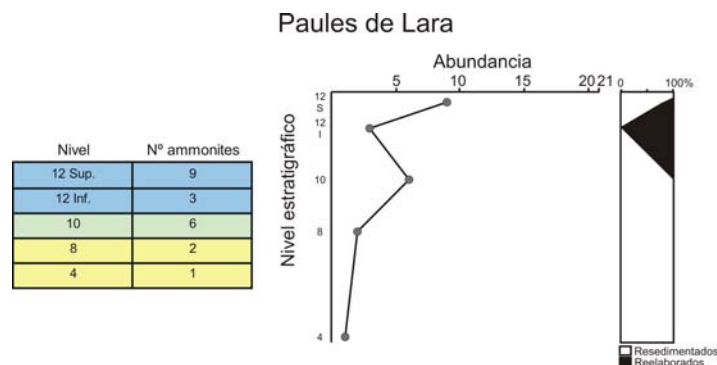


Figura 11.4. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoides en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Quintanilla de las Viñas

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.5. Las secuencias Aalensis-Opalinum presentan una alta abundancia de ammonoides resedimentados (núcleos, vueltas internas y cámara de habitación, alguno con evidencias de deriva necroplanctónica). En menor proporción aparecen ejemplares reelaborados en la parte superior de la Zona Aalensis, con diferente relleno que la roca encajante. La secuencia Murchisonae-Bradfordensis incluye ejemplares resedimentados, con señales de fragmentación. En Concavum aparecen ejemplares resedimentados y en Discites aparecen tanto resedimentados como reelaborados, estos últimos con pátinas de hierro recubriéndoles.

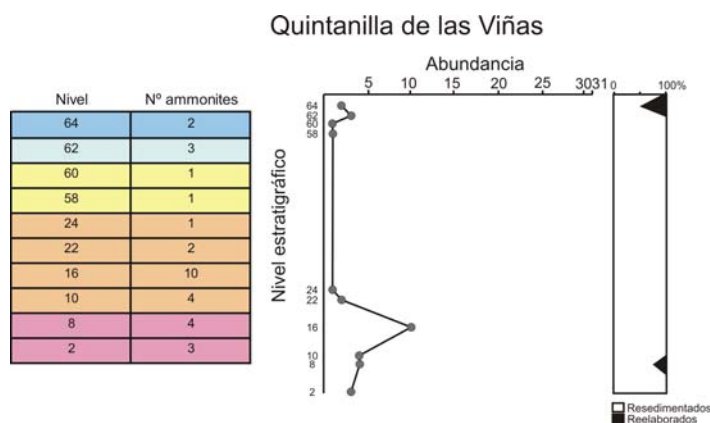


Figura 11.5. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoides en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Castrovido

En la secuencia Murchisonae-Bradfordensis se reconocen ejemplares resedimentados y reelaborados de ammonoides (Fig. 11.6), los primeros con evidencias de fragmentación y los segundos con evidencias de erosión y truncamiento de los moldes internos.

Nivel	Nº ammonites
76	1 (Rb)
74	1 (Rs)

Figura 11.6. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados.

Sección Moncalvillo

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.7. El intervalo Aalensis-Murchisonae/Bradfordensis incluye ammonoideos resedimentados completos y fragmentos (vueltas internas y parte de la cámara de habitación) de microconchas (m), macroconchas (M), juveniles y adultos. La secuencia de Discites presenta ejemplos ammonoideos reelaborados (vueltas internas y fragmentos de cámara de habitación), que corresponden con moldes internos muy alterados y con pátinas ferruginosas. En la base de la Zona Laeviuscula aparecen conchas resedimentadas de ammonoideos de gran diámetro dispuestas paralelamente a la estratificación (Fig. 11.8).

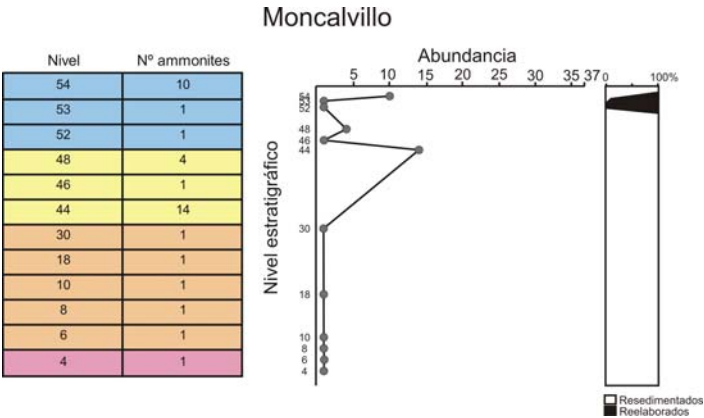


Figura 11.7. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.



Figura 11.8. Sección de Moncalvillo. Conchas de ammonoideos resedimentados de gran tamaño en la base de la Zona Laeviuscula (Nivel 55).

Sección Palacios de la Sierra

En la secuencia Murchisonae-Bradfordensis aparecen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.9). Corresponden con fragmentos y con cámaras de habitación de ejemplares adultos, microconchas (m) y macroconchas (M).

Nivel	Nº ammonites
24	3 (Rs)

Figura 11.9. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados.

Sección Vilviestre del Pinar

En la secuencia de Concavum aparecen ejemplares fragmentados resedimentados, y en la de Discites se reconocen fragmentos (cámara de habitación y fragmoconos, generalmente macroconchas) de ammonoideos reelaborados (Fig. 11.10), con evidencias de un relleno diferente a la roca encajante.

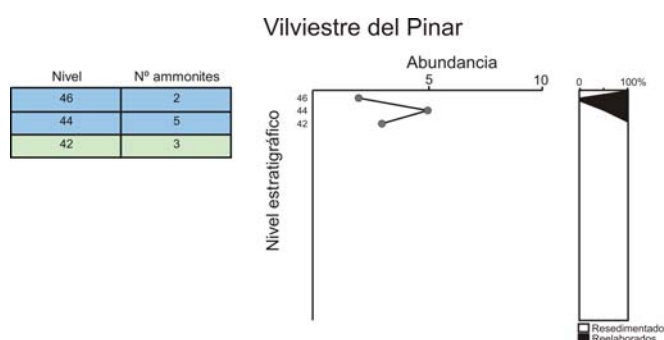


Figura 11.10. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

11.2.1.3 SECTOR SURORIENTAL (Oeste)

Sección Aldealpozo.

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.11. En las secuencias Aalensis-Opalinum aparecen abundantes ejemplares de ammonoideos tanto resedimentados, como reelaborados, estos últimos relacionados con la discontinuidad situada entre la Zona Aalensis y la Zona Opalinum. Desde Murchisonae hasta Laeviuscula la abundancia de los ejemplares resedimentados decrece.

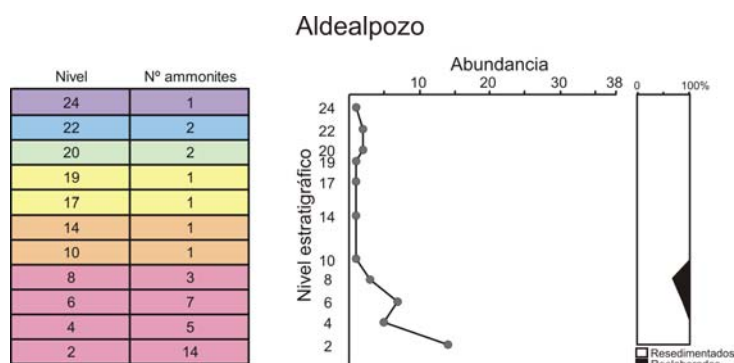


Figura 11.11. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Pinilla del Campo

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.12. En la secuencia Aalensis-Opalinum aparecen abundantes ejemplares de ammonoideos resedimentados, con evidencias de fragmentación, y en menor proporción, reelaborados, con pátinas de hierro. En la secuencia Murchisonae-Bradfordensis aparecen resedimentados tanto en los niveles inferiores, como en el techo, y en la secuencia de Concavum aparecen ejemplares con evidencias de fragmentación, resedimentados. En la secuencia de Discites aparece una alta abundancia de ejemplares reelaborados, con rellenos micríticos y cementaciones (Fig. 11.13-1), dentro de una matriz oolítico-ferruginosa.

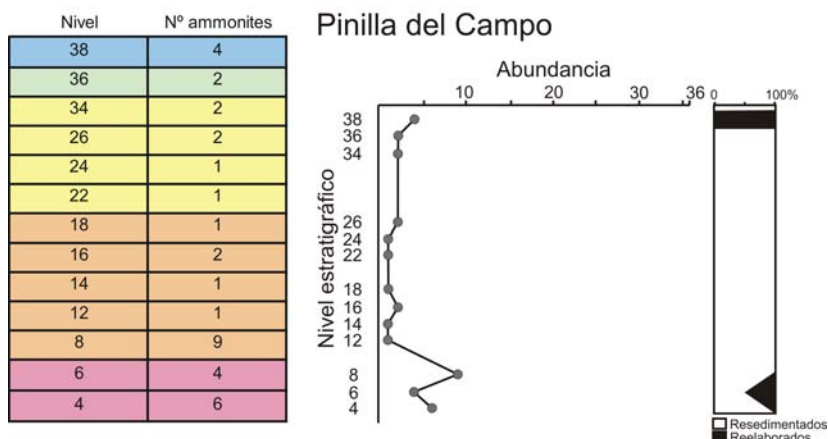


Figura 11.12. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.



Figura 11.13. 1) Sección pulida de la muestra Pi-38 (Zona Discites) que corresponde con un ejemplar reelaborado. Las vueltas internas aparecen parcialmente rellenas de caliza *mudstone*, reconociéndose una estructura geopetal. En las cámaras externas se pueden apreciar dos fases de cementación, la primera con tonos anaranjados y la segunda blanquecinos. Externamente muestra un recubrimiento generado por organismos incrustantes (costras bacterianas). 2) Sección pulida de la muestra Pz-14 (Zona Opalinum) que corresponde con un ejemplar resedimentado. Las cámaras están rellenas por sucesivas generaciones de cements, algunos con colores típicos de mineralogías ricas en hierro y también aparecen rellenas con micrita.

Sección Pozalmuro

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.14. Durante la secuencia Aalensis-Opalinum aparecen abundantes ammonoideos tanto resedimentados, como reelaborados, estos últimos relacionados con la discontinuidad entre la Zona Aalensis y la Zona Opalinum, y consistentes en moldes internos fragmentados y cubiertos por pátinas de hierro. La figura 11.13-2 muestra una sección pulida de un ammonoideo resedimentado tomada en el nivel 14, que muestra

rellenos parciales de micrita en las cámaras, así como sucesivas etapas de cementación. En la secuencia *Murchisonae-Bradfordensis* aparecen ammonoideos resedimentados en los niveles inferiores, y tanto resedimentados como reelaborados en el techo.

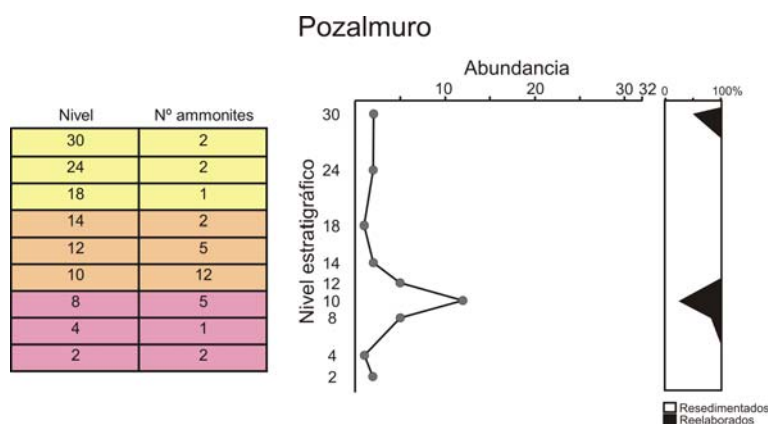


Figura 11.14. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

11.2.1.4 SECTOR SURORIENTAL (Este)

Sección Borobia I

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.15. En las secuencias *Aalensis-Opalinum* aparece una alta abundancia de ammonoideos resedimentados. Aparecen ejemplares reelaborados en los niveles 10 y 12, asociados con una discontinuidad intra-Comptum. Los resedimentados relacionados con la secuencia *Opalinum p. p.* corresponden a fragmentos de fragmocono (núcleos) y ejemplares completos de microconchas (m) y macroconchas (M), juveniles y adultos, que suelen conservar el peristoma. La parte interior está rellena de esparita, y en ocasiones de óxidos de hierro. En *Discites* se encuentra una proporción alta de ammonoideos reelaborados (conchas de gran diámetro y fragmentos de núcleos), que aparecen como moldes internos micríticos con señales de abrasión y recubiertos por pátinas de hierro dentro de la matriz oolítica-ferruginosa.

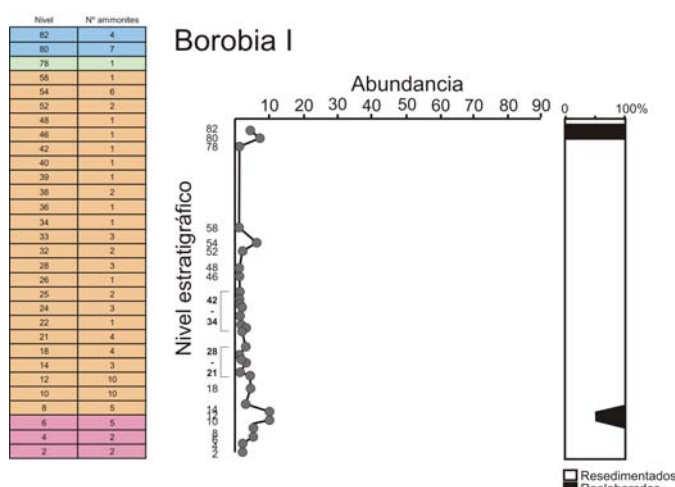


Figura 11.15. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Borobia II

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.16. En las secuencias Aalensis-Opalinum la mayoría de ejemplares están resedimentados, mostrando evidencias de fragmentación, aunque puntualmente y ligados a niveles de discontinuidad, aparecen reelaborados. Los resedimentados de la secuencia Opalinum *p.p.* son ejemplares completos y fragmentos de fragmoconos de ammonoideos microconcha (m) y macroconcha (M), juveniles y adultos. La secuencia Murchisonae-Bradfordensis presenta ammonoideos tanto reelaborados como resedimentados. Exceptuando en la base, donde los ammonoideos son abundantes, en el resto del tramo son más escasos. Los ejemplares reelaborados muestran facetas de desarticulación. Los ejemplares de la secuencia de Concavum están resedimentados y reelaborados. En Discites la mayoría de los ammonoideos aparecen reelaborados, apareciendo algunos resedimentados. Los primeros corresponden a fragmentos de grandes conchas con relleno diferente a la matriz que las engloba (Fig. 11.17) y costras ferruginosas recubriéndolas.

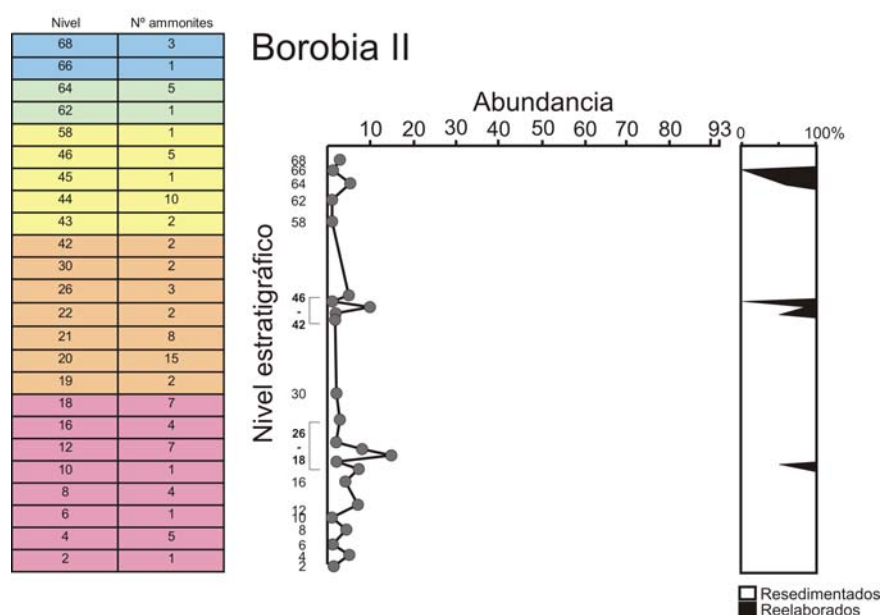


Figura 11.16. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.



Figura 11.17. Nivel 68 de la sección de Borobia II (Zona Discites). Moldes internos micríticos de ammonoideos dentro de una matriz oolítico-ferruginosa.

Sección Ciria

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.18. En las secuencias Aalensis-Opalinum aparecen abundantes ejemplares de ammonoideos tanto resedimentados, como reelaborados, estos últimos relacionados con discontinuidades. En la secuencia Opalinum *p.p.* se encuentran ejemplares completos, junto con fragmentos de cámara de habitación y fragmoconos. Aparecen ejemplares totalmente rellenos y parcialmente cementados (ocasionalmente aparecen óxidos en el interior). Se identifican microconchas (m) y macroconchas (M), juveniles y adultos. Alguno de los ejemplares parece mostrar evidencias de deriva necroplanctónica. En la base de la secuencia Murchisonae-Bradfordensis se reconocen ammonoideos reelaborados, siendo más escasos en el resto del tramo. En el techo aparecen fragmentos de fragmocono (M), que muestran evidencias de deriva necroplanctónica. En la base de la secuencia de Concavum aparecen ejemplares resedimentados, y en el techo reelaborados (con una abundancia alta), como grandes conchas de ejemplares adultos. Los restos aparecen a veces completos, y muchas veces corresponden a fragmoconos y fragmentos de fragmoconos y de cámara de habitación. En la secuencia de Discites aparecen ejemplares resedimentados.

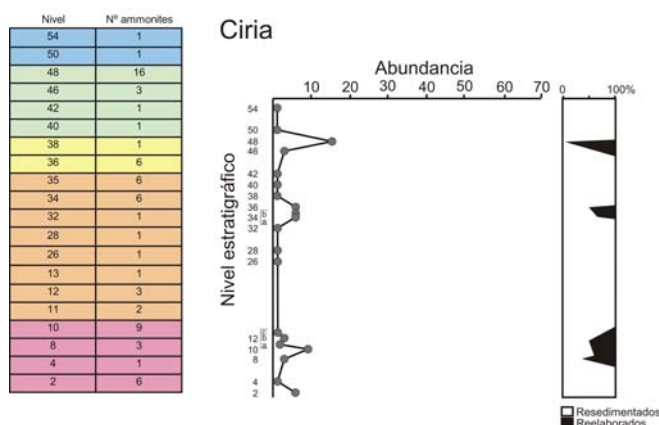


Figura 11.18. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Malanquilla

La distribución de los ejemplares se muestra en la Figura 11.19.

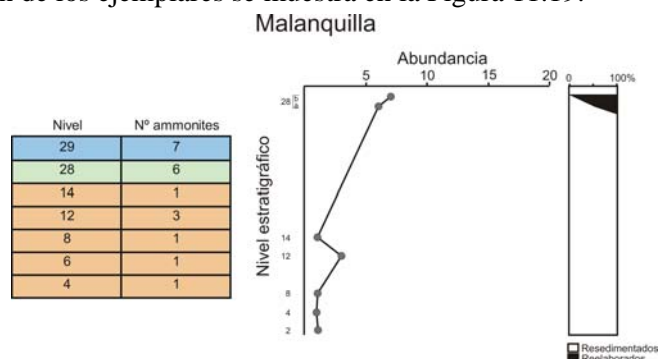


Figura 11.19. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

En la secuencia de *Opalinum p.p.* aparecen ejemplares resedimentados, en la de *Concavum* aparecen ejemplares tanto resedimentados, con señales de fragmentación, como reelaborados, con pátinas de hierro y en la secuencia de *Discites*, únicamente aparecen moldes fosfáticos reelaborados con señales de desarticulación y abrasión.

11.2.1.5 SECTOR NOROCCIDENTAL

Sección Canales de la Sierra

Los niveles 4, 6, 12, 16 y 28 corresponden con nuevas muestras tomadas en el presente estudio. El resto de ejemplares proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.20. Las secuencias *Aalensis*-*Opalinum* contienen ammonioideos resedimentados. En la secuencia *Murchisonae*-*Bradfordensis* aparecen niveles con ammonioideos resedimentados en la parte inferior de la secuencia, que se corresponden con fragmentos de fragmaconos parcialmente rellenos de sedimento. Los niveles superiores oolítico-ferruginosos, incluyen ejemplares reelaborados con fragmentos de distintos tamaños de fragmaconos parcialmente huecos y parcialmente rellenos por matriz micrítica que a veces se conservan con parte de la cámara de habitación (Fig. 11.21).

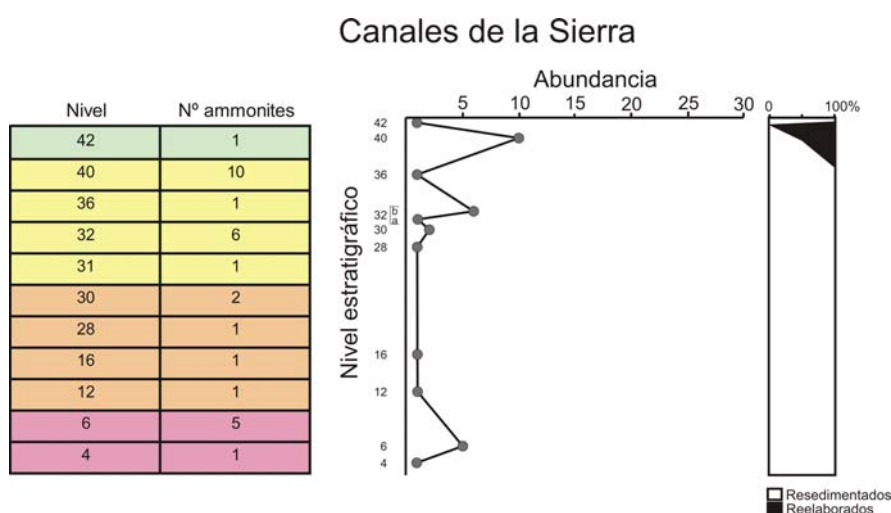


Figura 11.20. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonioideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.



Figura 11.21. Ejemplo de fragmacono hueco con cementaciones parciales de las cámaras en un ammonioideo reelaborado en la sección de Canales de la Sierra (Zonas *Murchisonae*-*Bradfordensis*).

Sección Huerta de Arriba

Las secuencias Aalensis-Opalinum presentan ammonioideos resedimentados (Fig. 11.22).

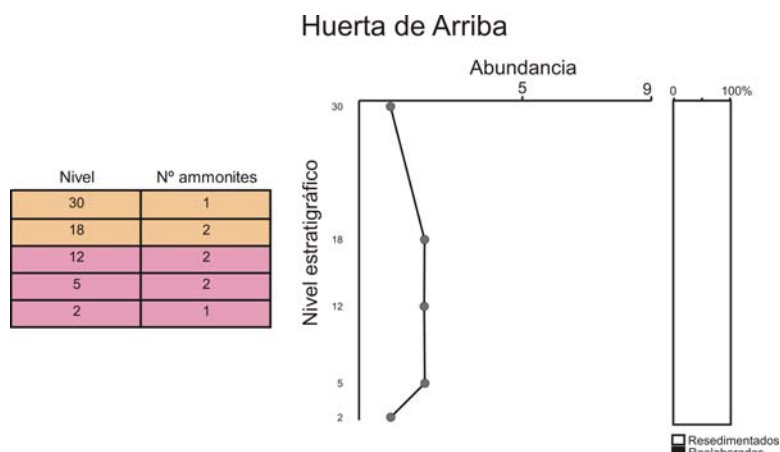


Figura 11.22. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonioideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Villavelayo

Los niveles 2, 14, 20, 29, 32 y 34 corresponden con nuevas muestras tomadas en el presente estudio. El resto de ejemplares proceden de la revisión del material estudiado por Ureta Gil (1985). La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.23. La secuencia Aalensis-Opalinum presenta ammonioideos resedimentados, con señales de fragmentación. En la secuencia Murchisonae-Bradfordensis aparecen tanto resedimentados, como reelaborados. Los resedimentados consisten en vueltas internas recristalizadas de fragmoconos huecos y fragmentos de cámara de habitación de pequeño tamaño. Los reelaborados consisten en fragmentos de fragmoconos de pequeño tamaño con vueltas internas huecas con cemento esparítico y el resto de las vueltas están rellenas con matriz *mudstone* con oolitos dispersos. Asociados a la secuencia Concavum aparecen ammonioideos resedimentados en los cuales el fragmocono y la cámara de habitación aparecen rellenas ambos con matriz igual que la de la roca encajante. La Zona Laeviuscula presenta ammonioideos reelaborados.

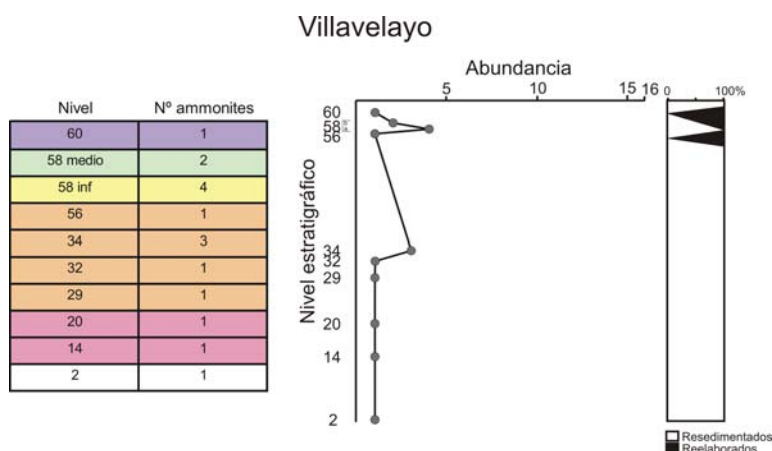


Figura 11.23. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonioideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Santa Inés

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.24. Las secuencias Aalensis-Opalinum presentan ammonioideos resedimentados (Fig. 11.26-1). En el techo de la Zona Opalinum, aparecen ejemplares de ammonioideos reelaborados, con diferente relleno que la roca encajante. La secuencia Murchisonae-Bradfordensis en la parte basal presenta ejemplares resedimentados, con señales de fragmentación. La secuencia de Concavum presenta ejemplares resedimentados, con las mismas evidencias que la secuencia anterior. La de Discites presenta ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.26-2 y Fig. 11.26-3), con diferente relleno que la roca que los engloba.

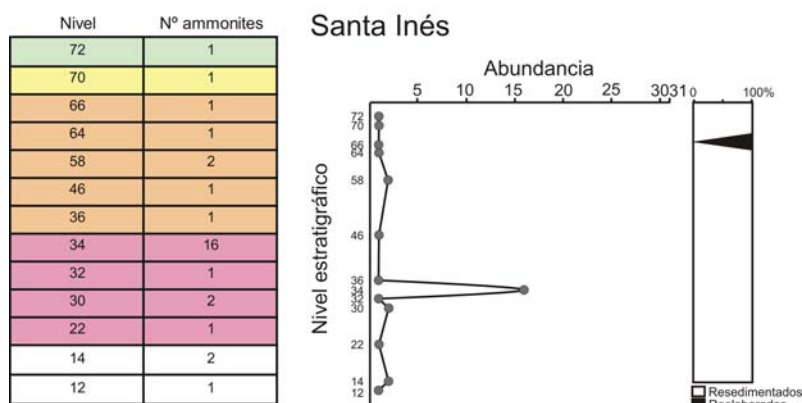


Figura 11.24. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonioideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

Sección Peña Hincada

La figura 11.25 muestra la distribución de los ammonioideos en los niveles muestreados. Los niveles 26-48 pertenecen al Toarciense superior, pero aparecen por debajo del intervalo estudiado en este trabajo. La Zona Aalensis incluye ejemplares reelaborados (Fig. 11.26-4). En la secuencia de Discites aparecen ejemplares resedimentados, con señales de fragmentación, y reelaborados (Fig. 11.26-5), con distinto relleno que la roca encajante.

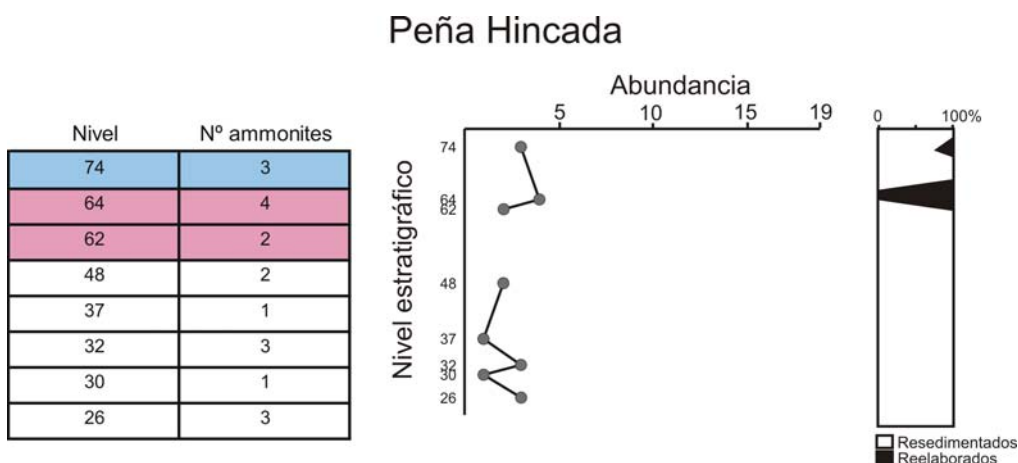


Figura 11.25. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonioideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.

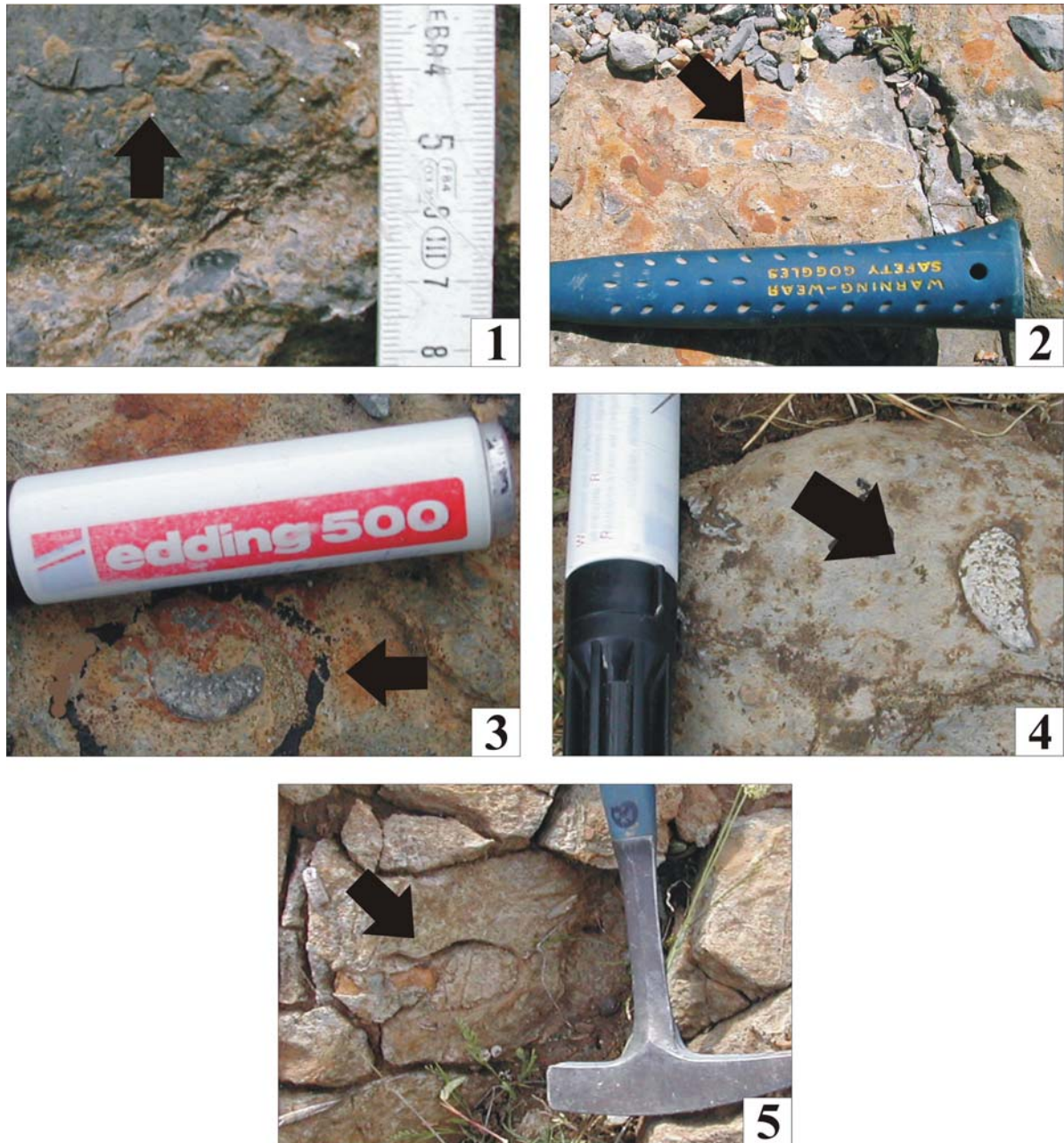


Figura 11.26. 1.- Ammonoideo resedimentado con relleno micrítico similar a la matriz que lo engloba (Santa Inés, nivel 36, Zona Opalinum). **2-3.-** Ammonoideos reelaborados con relleno micrítico englobado en matriz oolítico-ferruginosa (Santa Inés, nivel 74, Zona Discites). **4.-** Molde fosfático reelaborado en matriz micrítica (Peña Hincada, nivel 64, Zona Aalensis). **5.-** Ammonoideo reelaborado con relleno micrítico englobado en una matriz oolítico-ferruginosa (Peña Hincada, nivel 74 Zona Discites).

11.2.1.6 SECTOR NORORIENTAL

Este sector presenta un alto número de ejemplares de ammonioideos lo largo de todo el intervalo estudiado. Aparecen resedimentados con la excepción de los reelaborados que aparecen vinculados con un nivel de discontinuidad (representa una laguna estratigráfica que incluye la Subzona Opalinum y parte de la Subzona Comptum).

Sección Jubera

La distribución de los ejemplares se muestra en la figura 11.27. Los ejemplares aparecen resedimentados, presentando evidencias de fragmentación, y únicamente aparecen ejemplares reelaborados en el nivel 40b (Fig. 11.28). Estos ejemplares reelaborados aparecen como moldes internos ferruginizados y fragmentados, con un relleno diferente a la matriz que los contiene.

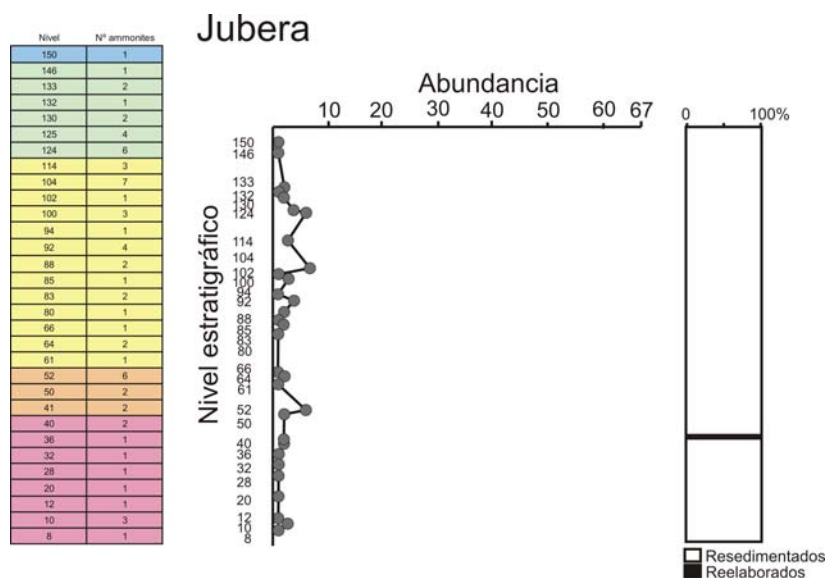


Figura 11.27. Relación del número de ejemplares que aparecen en los distintos niveles muestreados. Las gráficas muestran la abundancia de ammonoideos en la sección, así como la proporción de ejemplares resedimentados frente a reelaborados en los distintos niveles.



Figura 11.28. Sección de Jubera. Ejemplar de ammonoideo reelaborado. (Nivel 40b, Subzona Comptum). Se aprecia fragmentación a favor de las líneas de sutura.

11.2.2 SECUENCIAS TAFONÓMICAS TIPO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Fernández-López (1985b) definió una **secuencia tafonómica** como la sucesión registrática (cronológica) constituida por entidades registradas que difieren en sus caracteres tafonómicos, debido a variaciones en las condiciones de alteración tafonómica y que muestran una polaridad en sus caracteres. Este autor introduce también el término **ciclo tafonómico** definiendo su constitución por dos o más asociaciones-registradas, topológicamente sucesivas y consecutivas, que muestran variaciones cíclicas en sus caracteres tafonómicos, como resultado de ciclos de cambio ambiental. En los trabajos de Fernández-López (1997a, 1997c, 2000a); Fernández-López *et al.* (2000) se hacen consideraciones sobre ciclos tafonómicos inducidos por variaciones de cambios relativos del nivel del mar en sucesivas asociaciones registradas de ammonoideos en plataformas epicontinentales carbonatadas. A diferencia de las Facies Tafonómicas o **Tafofacies**, en las cuales también se tienen en cuenta los efectos tafonómicos de fragmentación, abrasión o corrosión (Brett y Baird, 1986), las secuencias tafonómicas también tienen en cuenta los eventos que afectan al sedimento que contiene los restos, tales como la litificación parcial o total, el retrabajamiento o la bioturbación. Proporcionan una forma de representación de la sucesión de eventos tafonómicos que tienen lugar durante el depósito de una unidad sedimentaria en un periodo dado.

En el trabajo de Fernández-López (1997a) se caracterizan diferentes ciclos tafonómicos de distinto orden, relacionándolos con ciclos estratigráficos. Las secuencias elementales (Fig. 11.29) corresponden con ciclos estratigráficos de sexto orden y presentan espesores centimétrico-decimétrico. Son resultado de variaciones graduales en la turbulencia y la tasa de sedimentación. En medios abiertos y plataforma externa la disminución en la tasa de sedimentación se asocia con el incremento del grado de turbulencia que se manifiesta en alta concentración de ammonites y alto grado de herencia tafonómica (% de elementos reelaborados) de las asociaciones. En cambio, en medios restringidos, el aumento de la tasa de sedimentación está asociado a disminución del grado de turbulencia que implica valores decrecientes de concentración y herencia tafonómica.

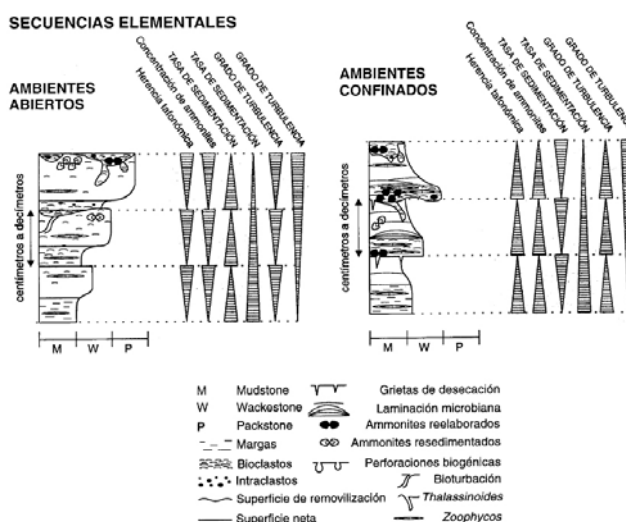


Figura 11.29. Secuencias elementales frecuentes en las parasecuencias del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica y las variaciones tafonómicas y sedimentarias que las caracterizan. Tomado de (Fernández-López, 1997a).

Sin embargo, dado que los procesos de sedimentación carbonática en áreas del tipo plataformas epicontinentales pueden ser complejos y estar influenciado por diversos factores, es conveniente tener en cuenta la autoctonía o la aloctonía de los sedimentos micríticos, y el lugar de mayor producción de carbonatos en las cuencas sedimentarias para realizar un análisis de detalle sobre estas secuencias.

La distribución de las características descritas en los diferentes sectores de la zona de estudio se muestra de forma gráfica en las figuras 11.31 a 11.35. En cada sector se representan las diferentes secuencias tipo, marcando las tendencias (cuando ha sido posible su determinación). Los triángulos marcan la polaridad de cada carácter tafonómico y los rectángulos, con distinta proporción de área coloreada en blanco y negro, muestran el porcentaje de ejemplares resedimentados frente a los reelaborados. La leyenda se muestra en la figura 11.30.

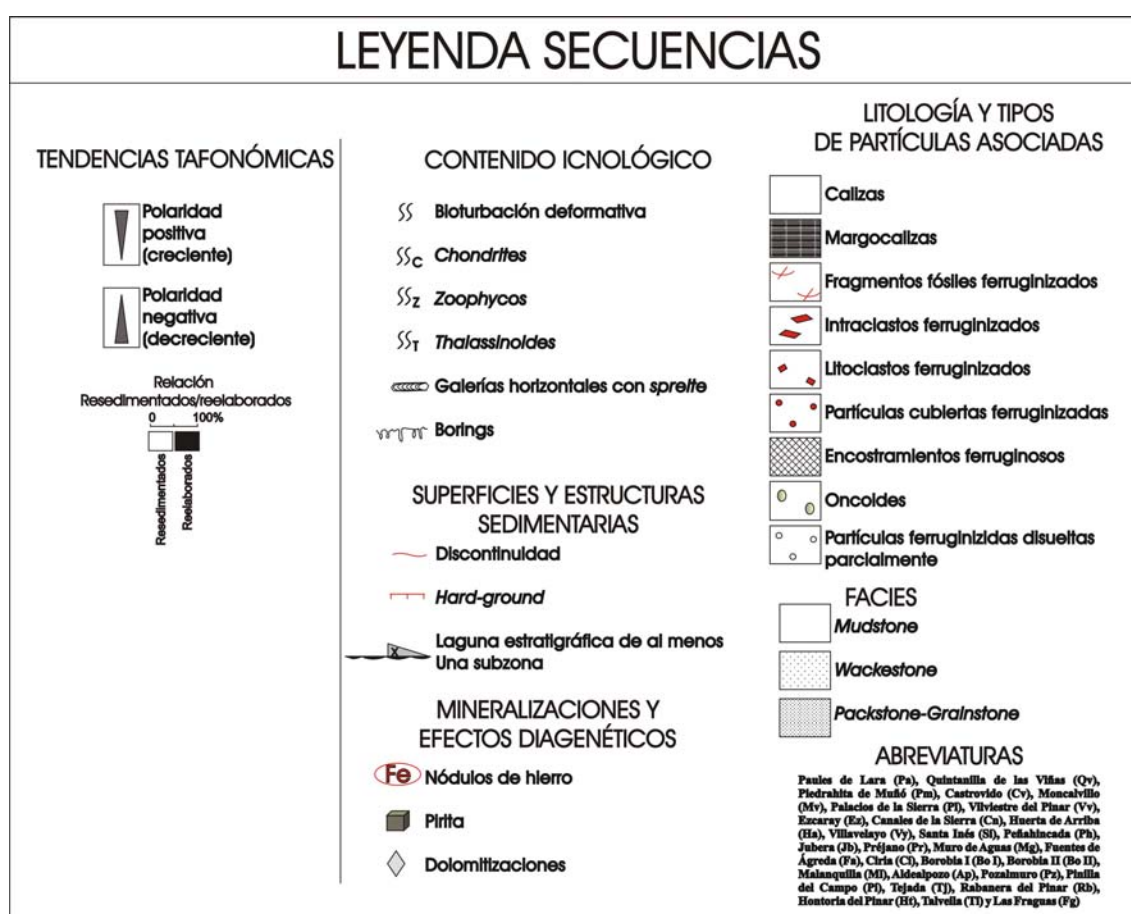


Figura 11.30. Leyenda representativa de las Secuencias Tafonómicas.

11.2.2.1 SECUENCIA AALENSIS p.p.-OPALINUM p.p.

En el Sector Suroccidental (meridional) aparecen ejemplares resedimentados (Fig. 11.31-5). Se constata un aumento del número de ejemplares fragmentados hacia el techo de la secuencia, y la tendencia inversa respecto al número de conchas completas.

En el Sector Suroccidental (noroccidental) aparecen ammonoideos resedimentados, con aumento del número de ejemplares fragmentados, de macroconchas y cámaras de habitación hacia el techo de la secuencia, y la tendencia inversa respecto al número de conchas completas. (Fig. 11.31-1).

En el Sector Suroriental (Este) aparecen tanto ejemplares resedimentados como reelaborados (Fig. 11.31-3). Se observan dos tendencias en cuanto a la variación de los caracteres tafonómicos, que aparecen vinculados con las dos subsecuencias de la secuencia principal. Ambas muestran tendencias de aumento del número de fragmentos, de fragmoconos y de ammonites con relleno sedimentario en las cámaras de base a techo de las dos subsecuencias, y la tendencia contraria respecto a la abundancia de ammonites huecos. En la primera subsecuencia también existe una tendencia de disminución del número de conchas completas de base a techo. Los niveles donde aparecen ammonoideos reelaborados corresponden con dos situaciones diferentes: el techo de la primera subsecuencia y en todo el desarrollo de la segunda., donde aparecen sobre la discontinuidad basal (intra-Comptum).

En el Sector Suroriental (Oeste) esta secuencia se enmarca en la Zona Aalensis, y en ella aparecen tanto ammonoideos resedimentados, como reelaborados (Fig. 11.31-4). Los ejemplares con relleno sedimentario y los fragmoconos muestran una tendencia de aumento de base a techo de la secuencia, y los ammonites huecos y las conchas completas muestran la tendencia contraria. La proporción de reelaborados frente a resedimentados aumenta hacia el techo de la secuencia.

En el Sector Noroccidental aparecen ammonoideos resedimentados, y se constata un aumento del número de ejemplares fragmentados hacia el techo de la secuencia, y la tendencia inversa respecto al número de conchas completas. (Fig. 11.31-2).

Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*

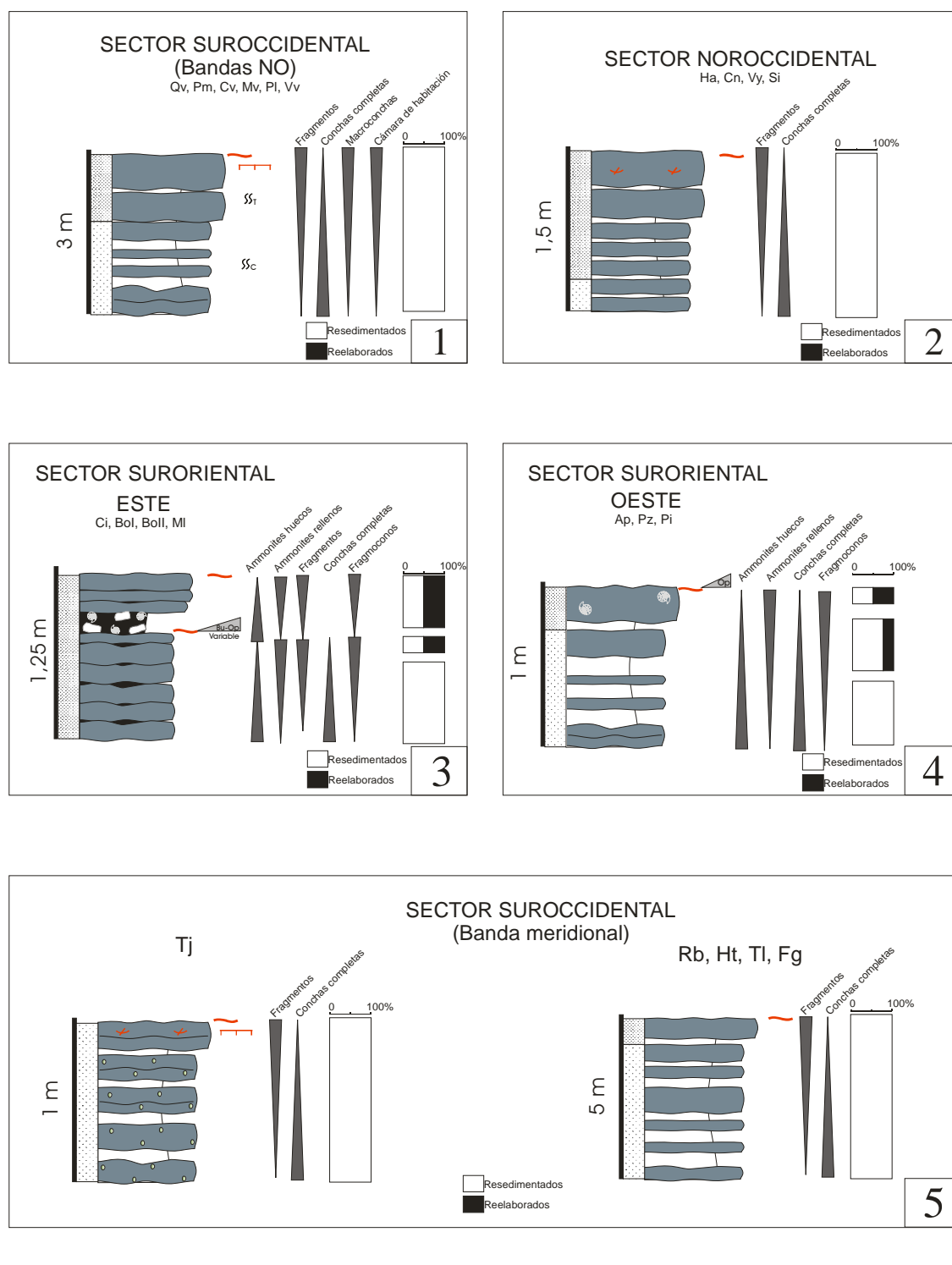


Figura 11.31. Caracteres tafonómicos observados en las secuencias tipo de los diferentes sectores para la Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*

11.2.2.2 SECUENCIA COMPTUM p.p.

En la banda meridional del Sector Suroccidental se observa la presencia de ejemplares resedimentados (Fig. 11.32-5). Los ejemplares fragmentados y las cámaras de habitación muestran una tendencia de aumento de base a techo de la secuencia, y las microconchas y las conchas completas muestran la tendencia contraria.

En las bandas noroccidentales del Sector Suroccidental aparecen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.32-1). Se constata un aumento del número de ejemplares fragmentados hacia el techo de la secuencia, y la tendencia inversa respecto al número de conchas completas.

En el Sector Suroriental (Este) aparecen tanto ejemplares resedimentados como reelaborados (Fig. 11.32-3). De base a techo de la secuencia aumenta el número de fragmentos, de cámaras de habitación, de macroconchas y de ammonites con relleno sedimentario en las cámaras, y se observa la tendencia contraria respecto a la abundancia de ammonites huecos, de conchas completas, algunas conservando el peristoma, y de ejemplares juveniles. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta hacia el techo de la secuencia.

En el Sector Suroriental (Oeste) se encuentran tanto ejemplares resedimentados, como reelaborados (Fig. 11.32-4). Los ejemplares resedimentados aparecen durante todo el desarrollo de la secuencia, mientras que los reelaborados se restringen al nivel de removilización basal. En este nivel se observan tendencias de aumento de los ejemplares huecos, así como de las conchas completas de base a techo del nivel y la tendencia inversa respecto a los fragmentos y los ejemplares rellenos por sedimento. En el resto de la secuencia se observa una tendencia al aumento de los ammonoideos con relleno sedimentario en las cámaras, así como respecto a los fragmentos hacia la parte superior de la secuencia, y una tendencia inversa respecto a los ammonites huecos y las conchas completas.

En el Sector Noroccidental se han encontrado ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.32-2). Se observa una tendencia de aumento del número de ejemplares fragmentados a lo largo de la secuencia, y la tendencia inversa respecto a las conchas completas. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta hacia el techo de la secuencia.

En el Sector Nororiental se reconocen ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.32-6). Los reelaborados aparecen ligados al nivel de removilización basal. Se observa una tendencia a la aparición de un número mayor de conchas completas de base a techo del nivel y la tendencia contraria respecto al número de fragmentos, de moldes internos fragmentados y de encostramientos ferruginosos en los ejemplares. En el resto de la secuencia se observa un aumento del número de fragmentos junto con una disminución del número de conchas completas hacia el techo.

Secuencia Comptum *p.p.*

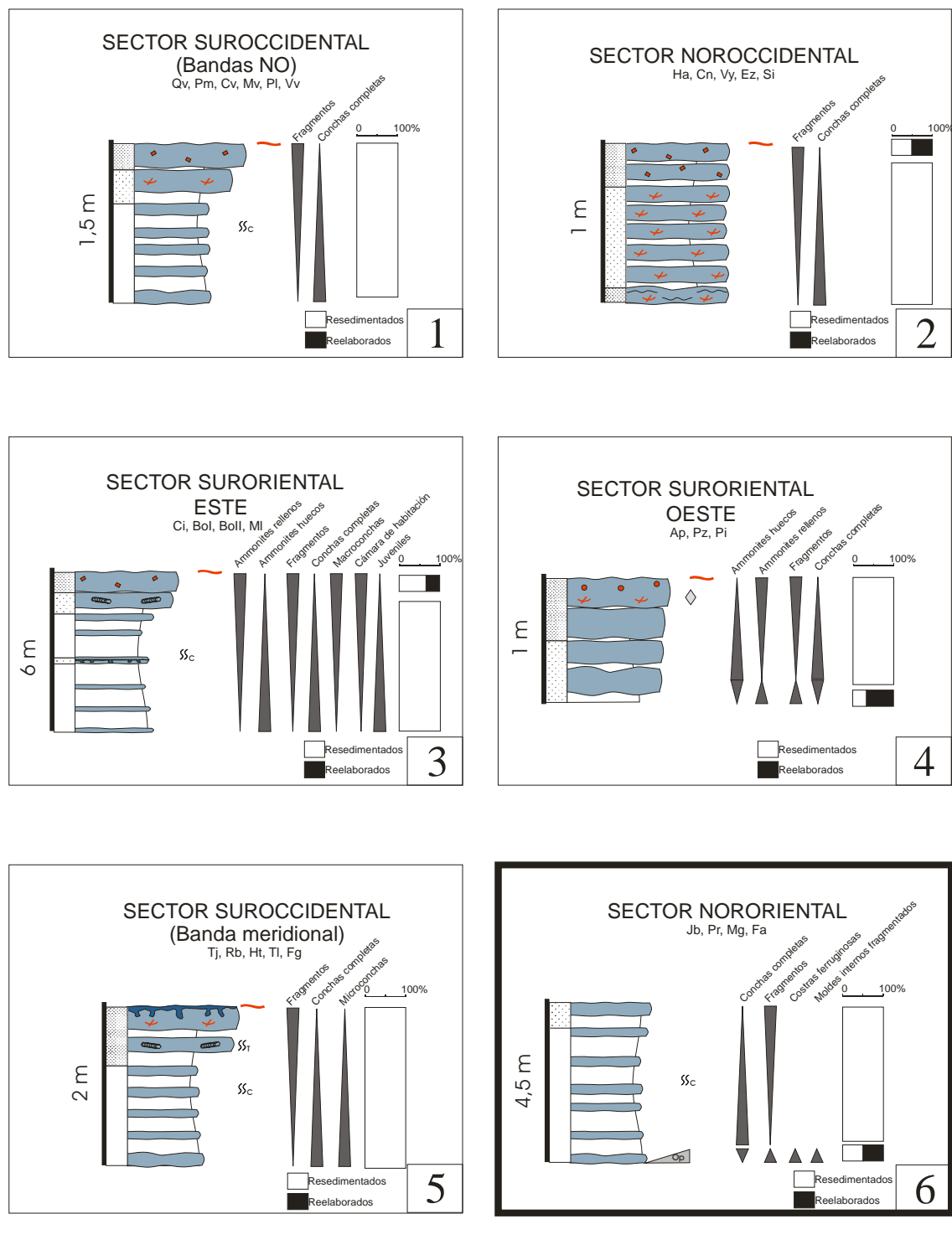


Figura 11.32. Caracteres tafonómicos observados en las secuencias tipo de los diferentes sectores para la Secuencia Comptum *p.p.*

11.2.2.3 SECUENCIA MURCHISONAE-BRADFORDENSIS

En la zona meridional del Sector Suroccidental se reconocen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.33-6). Se observan tendencias de aumento del número de fragmentos de base a techo de la secuencia y la tendencia contraria respecto a las conchas completas. En las secciones de Rabanera del Pinar y Hontoria del Pinar, las macroconchas aumentan de base a techo de la secuencia.

En las zona noroccidentales del Sector Suroccidental se encuentran ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.33-1). En las secciones de Castrovido, Piedrahita de Muñó y Palacios de la Sierra aparecen ejemplares resedimentados y reelaborados. Se observan tendencias de aumento del número de fragmentos y de macroconchas de base a techo de la secuencia y la tendencia contraria respecto a las conchas completas. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta hacia el techo de la secuencia. En el resto de secciones aparecen únicamente ejemplares resedimentados. La tendencia que se aprecia es de aumento de los fragmentos y de cámaras de habitación y de disminución de conchas completas de base a techo de la secuencia.

En el Sector Suroriental (Este) aparecen ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.33-3). Los resedimentados aparecen en la base y el techo de la secuencia, evidenciándose una ausencia de ammonoideos en la parte intermedia de ésta. Los reelaborados aparecen asociados al nivel de removilización basal. En este nivel, de base a techo, se observa una tendencia de aumento del número de ejemplares como conchas completas y de disminución de fragmentos y de facetas de abrasión en los ammonoideos. En la parte superior de la secuencia se observa un aumento de los fragmentos frente a la disminución de conchas completas.

En el Sector Suroriental (Oeste) se encuentran ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.33-4). El número de conchas completas disminuye de base a techo de la secuencia, mientras que los fragmentos muestran la tendencia contraria. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta hacia el techo de la secuencia.

En el Sector Noroccidental se reconocen ammonoideos resedimentados y reelaborados (Fig. 11.33-2). Los ammonoideos rellenos de sedimento y los fragmentos tienden a aumentar de base a techo, mientras que los ammonites huecos y las conchas completas muestran una tendencia inversa. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta desde la parte media hasta el techo de la secuencia, donde representan el 100% de los ejemplares.

En el Sector Nororiental aparecen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.33-5). Las dos subsecuencias principales que se identifican en este sector muestran un aumento del número de fragmentos de base a techo de cada subsecuencia y una tendencia contraria respecto al número de conchas completas.

Secuencia Murchisonae-Bradfordensis

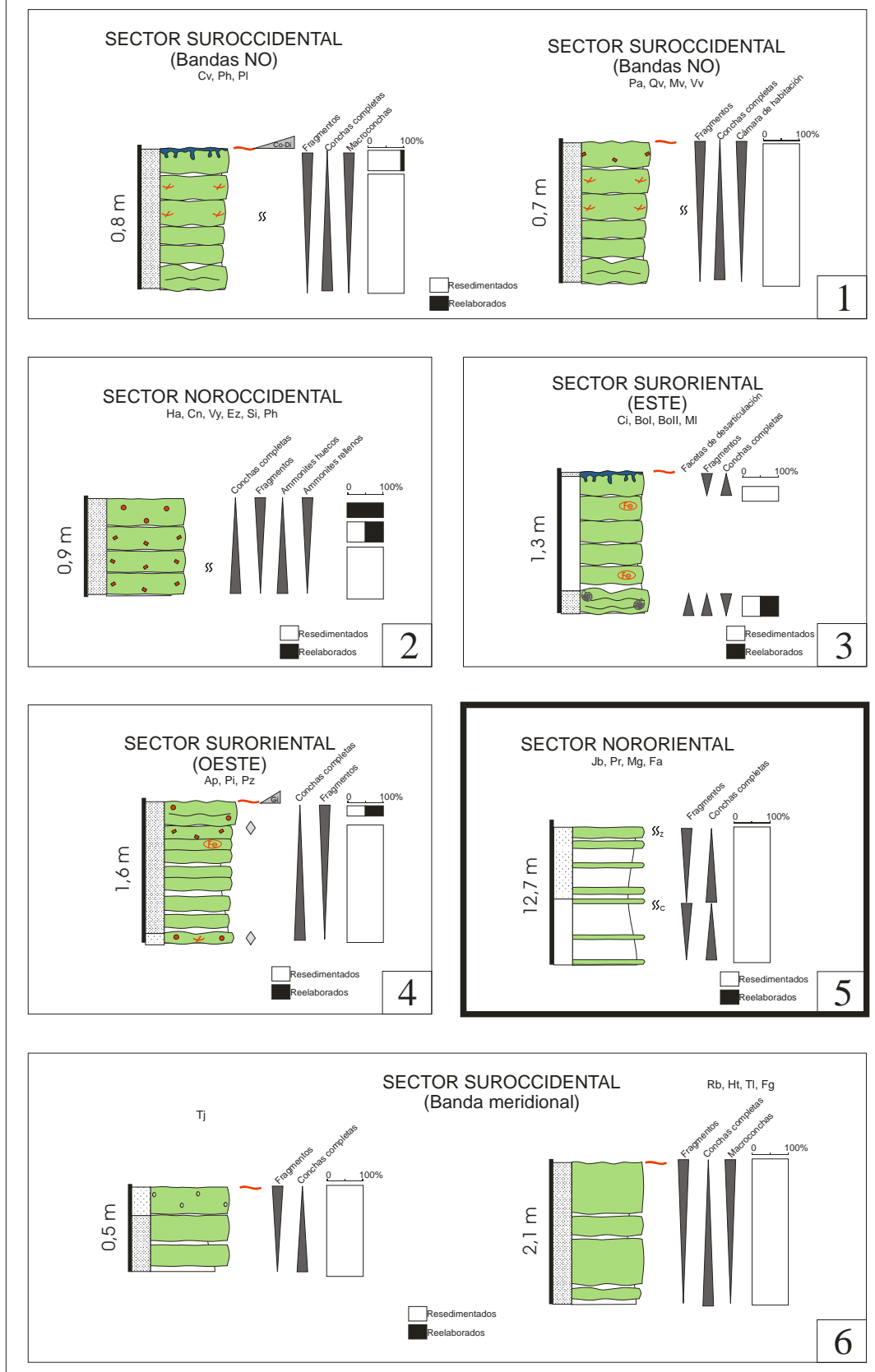


Figura 11.33. Caracteres tafonómicos observados en las secuencias tipo de los diferentes sectores para la Secuencia Murchisonae-Bradfordensis.

11.2.2.4 SECUENCIA CONCAVUM

En el Sector Suroccidental (banda meridional) aparecen ejemplares resedimentados (Fig. 11.34-6). En la Sección de Tejada aparecen ammonoideos en toda la secuencia, mientras que en el resto de secciones los ammonoideos resedimentados se encuentran únicamente en los niveles superiores, ya que en la alternancia de calizas con textura *mudstone* y margas infrayacente no aparecen. En ambos casos, cuando parecen los ammonoideos se observa una tendencia de aumento del número de fragmentos de la parte inferior a la superior y la tendencia contraria respecto a las conchas completas. En la sección de Tejada también se observa una tendencia de aumento del número de macroconchas desde la base al techo de la secuencia.

En algunas de las secciones de las zonas noroccidentales del Sector Suroccidental aparecen ejemplares resedimentados (Fig. 11.34-1). En las secciones de Piedrahita de Muñó, Castrovido y Palacios de la Sierra no aparece esta secuencia. En la Sección de Moncalvillo, no se han encontrado ammonoideos en las calizas *mudstone*. En las secciones de Quintanilla de las Viñas, Paules de Lara y Vilviestre del Pinar se observa una tendencia de aumento del número de fragmentos y de disminución del de conchas completas de base a techo de la secuencia.

En el Sector Suroriental (Este) se encuentran ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.34-5). En la sección de Ciria la secuencia muestra unas características litológicas peculiares, los fragmentos, los ammonoideos con relleno sedimentario en las cámaras, los ejemplares adultos y las macroconchas aumentan desde la base hasta el techo de la secuencia, mientras que el número de conchas completas disminuye. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta desde la parte media hasta el techo de la secuencia, donde representan casi el 100% de los ejemplares. En el resto de secciones los fragmentos aumentan desde la base hasta el techo, mientras que las conchas completas muestran una tendencia inversa. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta en el techo de la secuencia.

En el Sector Suroriental (Oeste) aparecen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.34-3). Se observa una tendencia de aumento del número de fragmentos de base a techo de la secuencia.

En el Sector Noroccidental aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados (Fig. 11.34-2). Se advierte una tendencia de aumento del número de fragmentos y de ammonites rellenos de base a techo de la secuencia y la tendencia inversa respecto a las conchas completas. La proporción de ejemplares reelaborados aumenta en el techo de la secuencia.

En el Sector de Nororiental aparecen ammonoideos resedimentados (Fig. 11.34-4). Se evidencia una disminución progresiva del número de conchas completas desde los niveles inferiores a los superiores de la secuencia y la tendencia inversa respecto a los fragmentos.

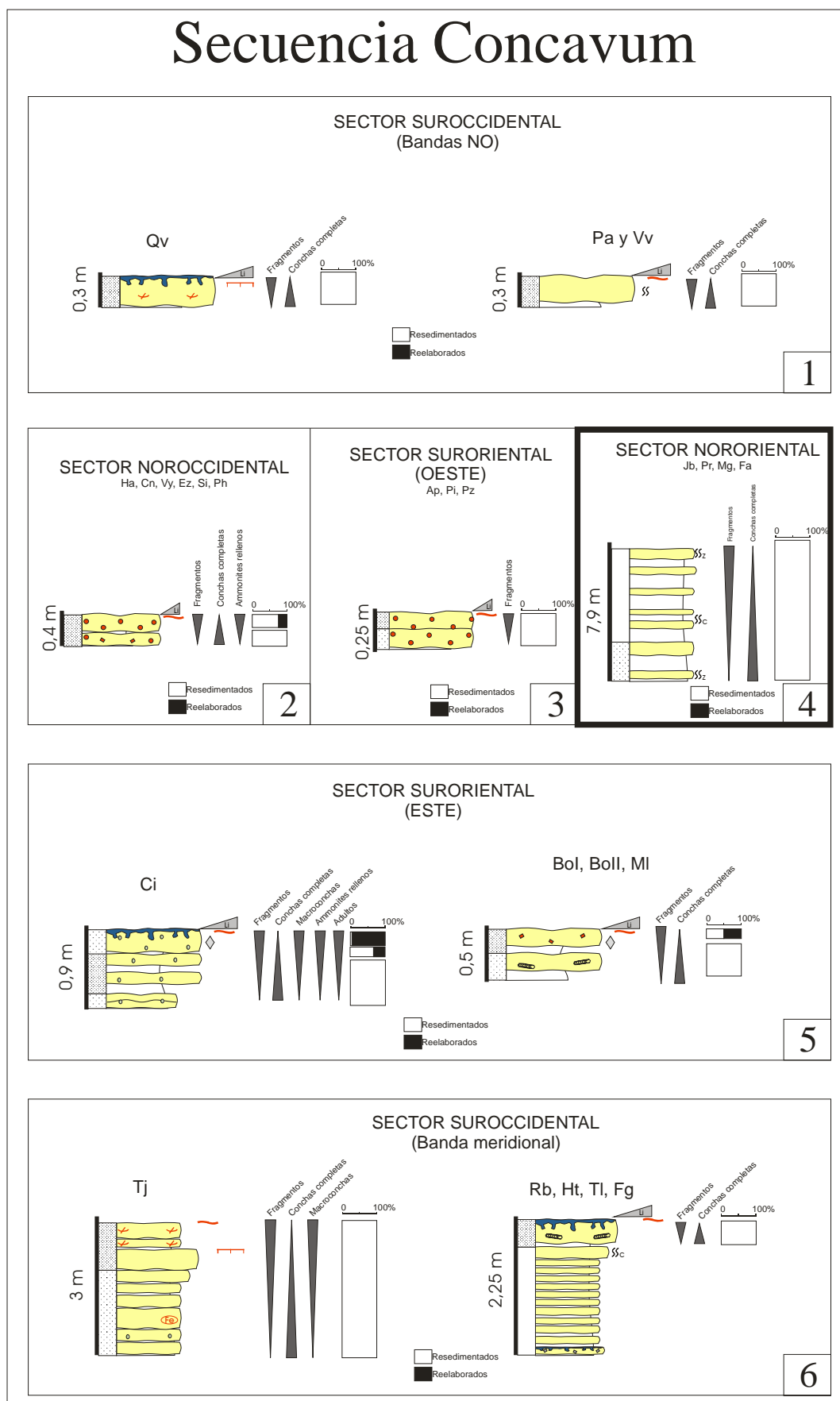


Figura 11.34. Caracteres tafonómicos observados en las secuencias tipo de los diferentes sectores para la Secuencia Concavum.

11.2.2.5 SECUENCIA DISCITES

En el Sector Suroccidental (banda meridional) aparecen ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.35-5). Se identifican dos subsecuencias que conforman la secuencia principal. En ambas se observan tendencia de aumento del número de fragmentos de base a techo y la tendencia inversa respecto a las conchas completas, viéndose en conjunto una tendencia de incremento de número de cámaras de habitación hacia el techo de la secuencia total. Los ammonoideos de la segunda subsecuencia muestran evidencias de haber sufrido una evolución tafonómica más compleja que los de la primera, ya que a menudo se observan facetas de abrasión y encostramientos más desarrollados. La proporción de ejemplares reelaborados frente a resedimentados aumenta hacia el techo de la secuencia.

En las bandas noroccidentales del Sector Suroccidental se identifican ammonoideos resedimentados y reelaborados (Fig. 11.35-1). Se identifican dos subsecuencias formando la secuencia principal. En ambas se observa una tendencia de incremento de los fragmentos de base a techo y la tendencia inversa respecto a las conchas completas. En la primera subsecuencia la proporción de reelaborados representan el 100% de los ejemplares. En la segunda subsecuencia aparecen ejemplares resedimentados y reelaborados. Además de las tendencias ya mencionadas, se observa un aumento de base a techo de el número de ejemplares con cámaras de habitación y de ammonoideos con relleno sedimentario.

En el Sector Suroriental (Este) existen variaciones en las diferentes secciones en cuanto al estado de conservación de los ammonoideos (Fig. 11.35-4). En la sección de Ciria aparecen ejemplares resedimentados en la subsecuencia inferior de las dos subsecuencias que componen la secuencia principal. Las tendencias que se observan son de aumento del número de fragmentos de base a techo de la secuencia y la tendencia contraria en cuanto al número de conchas completas. En las secciones de Borobia I y II aparecen ammonoideos resedimentados y reelaborados. Se identifican dos subsecuencias formando la secuencia principal. En ambas se observa una tendencia de incremento de los ammonoideos con relleno sedimentario de base a techo y la tendencia inversa respecto a las conchas completas. En la primera subsecuencia la proporción de reelaborados representan el 100% de los ejemplares. En la segunda subsecuencia aparecen ejemplares resedimentados y reelaborados, donde además de las tendencias ya mencionadas, se observa un aumento de base a techo de el número de fragmentos. En la sección de Malanquilla de nuevo se identifican dos subsecuencias, pero únicamente aparecen ejemplares de ammonoideos reelaborados con relleno diferente a la matriz que los incluye, en la base de la primera subsecuencia.

En el Sector Suroriental (Oeste) se reconocen ammonoideos resedimentados y reelaborados (Fig. 11.35-3). Aparece mayor número de ammonites huecos en la base de la secuencia, mientras que el contenido en ammonites encostrados con relleno sedimentario aumenta hacia el techo.

En el Sector Noroccidental aparecen en la secuencia ejemplares resedimentados y reelaborados (Fig. 11.35-2). Los fragmentos y los ammonoideos con relleno sedimentario aumentan hacia el techo de la secuencia, mientras que las conchas completas aparecen con mayor abundancia en la base. La proporción de ejemplares reelaborados frente a resedimentados aumenta hacia el techo de la secuencia.

Secuencia Discites

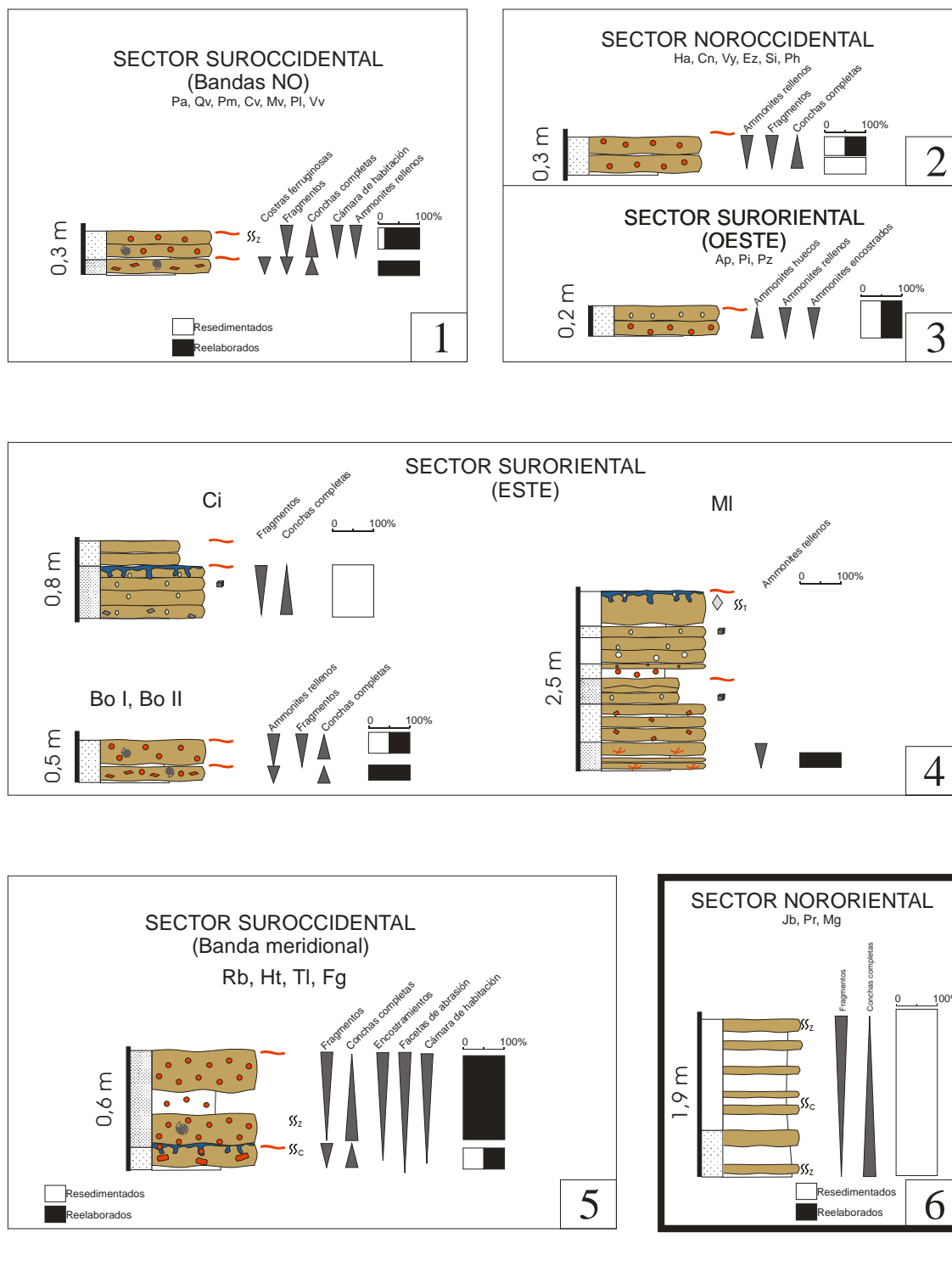


Figura 11.35. Caracteres tafonómicos observados en las secuencias tipo de los diferentes sectores para la Secuencia Discites.

En el Sector de Nororiental aparecen ammonioideos resedimentados (Fig. 11.35-6). Se evidencia una disminución progresiva del número de conchas completas desde los niveles inferiores a los superiores de la secuencia y la tendencia inversa respecto a los fragmentos.

En esta secuencia, aparte de los ammonoideos, es frecuente encontrar asociados a estos un volumen importante de belemnites. Las concentraciones de belemnites en el Mesozoico son relativamente frecuentes, y Doyle y Macdonald (1993) proponen varias causas para la formación de los denominados *Belemnite battlefields*. Una de éstas está relacionada con acumulaciones estratigráficas en periodos con baja sedimentación, que sería coherente con las señales de microperforaciones y de corrosión que aparecen en la mayoría de los rostros de belemnites pertenecientes a esta secuencia estudiados en el análisis de microfacies.

11.2.3 INTERPRETACIÓN DE LOS CICLOS TAFONÓMICOS ELEMENTALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los sedimentos carbonatados de las plataformas epicontinentales someras suelen estar organizados en secuencias de somerización o parasecuencias (estrato- y granocrecientes), y secuencias de relleno, de espesor métrico o decimétrico que representan variaciones en la profundidad relativa, que representan variaciones cíclicas de quinto orden. Las variaciones en el **grado de remoción** (% de elementos resedimentados o reelaborados) y en la **herencia tafonómica** (% de elementos reelaborados) oscilan en función de una variación en la tasa de sedimentación y la tasa de acumulación de sedimento, y en función del grado de turbulencia o la profundidad (Fernández-López, 1997b). El grado de remoción y el grado de herencia tafonómica de las asociaciones de ammonites, suelen ser inversamente proporcionales a la tasa de sedimentación y a la tasa de acumulación de sedimentos (o velocidad de sedimentación). Un descenso de la tasa de sedimentación y/o acumulación aumenta el grado de remoción y la herencia tafonómica, y dan lugar a **tafosecuencias positivas** (Fig. 11.36). De forma contraria, si aumenta la tasa de sedimentación y/o la tasa de acumulación de sedimentos, el grado de remoción y el grado de herencia tafonómica tienden a disminuir, formándose **tafosecuencias negativas**. Esto permite identificar parasecuencias o secuencias de somerización y secuencias de relleno de 5º orden.

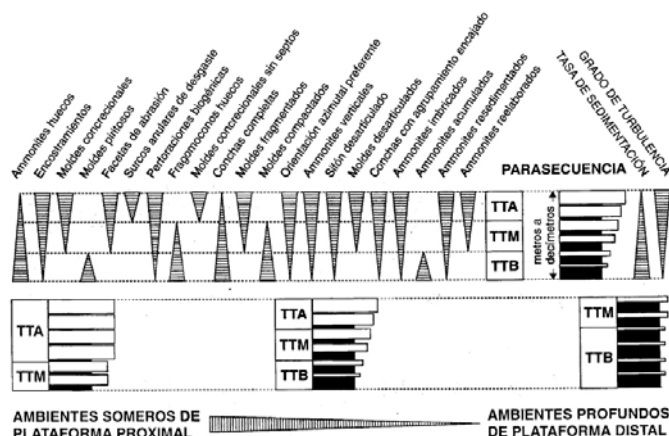


Figura 11.36. Frecuencias de los diferentes caracteres tafonómicos que presentan los ammonites en las secuencias de somerización de plataforma externa carbonática, y constituyen tafosecuencias positivas. Dentro de ellas se muestran los diferentes taforregistros. TTA= Taforregistro de turbulencia alta; TTM= Taforregistro de turbulencia moderada; TTB= Taforregistro de turbulencia baja. Tomada de Fernández-López (1997a; 2000a).

Las secuencias tipo propuestas en la zona de estudio se corresponden mayoritariamente con secuencias de somerización, y de forma puntual, según sectores, con secuencias de profundización

bien desarrolladas (Secuencia *Comptum p.p.* en Sector Suroriental, alrededores del Moncayo; Secuencia *Opalinum p.p.* en la banda meridional del Sector Suroccidental y Secuencia *Concavum* en Sector Nororiental). Debido a la conservación de las muestras, no se han podido establecer en los ejemplares estudiados todos los caracteres tafonómicos mostrados en la figura 11.36. Las secuencias corresponden con tafosecuencias positivas, donde se observa de forma generalizada de base a techo de la secuencia aumento en el número de fragmentos, de fragmoconos, de ammonites rellenos de sedimento, de macroconchas, de cámaras de habitación, de ammonites encostrados, de facetas de abrasión y un aumento en la proporción de ammonites reelaborados. De forma paralela, disminuyen de base a techo de la secuencia, la abundancia de conchas completas, ammonites huecos y de microconchas.

Las secuencias de somerización corresponden progresivamente, de base a techo, con tasas de sedimentación más reducidas. Esto, junto con la tendencia a aumentar el grado de remoción y la herencia tafonómica, permiten interpretar estas secuencias como tafosecuencias positivas. Los niveles de removilización basales que aparecen en algunas de las secuencias (Secuencia *Comptum p.p.* en el Sector Nororiental, Secuencia *Murchisonae-Bradfordensis* en el Sector Suroriental Este) normalmente muestran tendencias contrarias, ya que contienen asociaciones de ammonoideos de la sedimentos más antiguos que se mezclan con los que aparecen asociados al inicio de la secuencia.

Fernández-López (1997b) muestra que las secciones condensadas de áreas distales contienen ammonoideos que suelen tener el fragmocono relleno de sedimento y presentan superficies de desarticulación o de fractura con márgenes agudos, sin señales acusadas de rodamiento y con valores bajos de redondez, siendo localmente frecuentes los ammonites piritosos. Sin embargo, en las áreas proximales, son abundantes los ammonites huecos (sin relleno sedimentario en el fragmocono), así como los moldes internos reelaborados que presentan señales de rodamiento y valores altos de redondez y abundantes perforaciones biogénicas, siendo escasos los ammonites piritosos.

Las secuencias *Aalensis p.p.*-*Opalinum p.p.* y *Comptum p.p.* del área de estudio, suelen presentar en la base ammonoideos con el fragmocono parcialmente hueco y parcialmente relleno por sedimento, y en ocasiones, puede aparecer algún ammonoideo con relleno piritoso. En el techo aparece mayor abundancia de ammonoideos con relleno sedimentario en las cámaras. Esto correspondería con una ubicación en medios intermedios con caracteres mixtos entre proximales y distales, o a una sucesión de condiciones con un considerable aporte de sedimentos y otros periodos con menor aporte (tendencia profundización-somerización). Los ammonoideos que aparecen en el resto de secuencias (*Murchisonae-Bradfordensis*, *Concavum* y *Discites*) suelen aparecer en mayor proporción rellenos de sedimento y muestran más señales biogénicas como microperforaciones y encostramientos. Esto es indicativo de periodos prolongados sin aporte de sedimentos, que permiten el relleno de las conchas y la colonización en el fondo marino de los ammonoideos por organismos incrustantes y perforadores. Es coherente con los espesores de sedimentos reducidos que muestran estas secuencias en comparación con las anteriores.

Por otro lado, las asociaciones conservadas de ammonoideos generadas en distintos ambientes constituyen taforregistros diferentes. Cada taforregistro comprende una o más asociaciones conservadas que presentan caracteres tafonómicos distintivos. Los taforregistros y las tafofacies tienen distinto significado, así, los taforregistros son unidades que agrupan fósiles,

mientras que las tafofacies comprenden cuerpos rocosos del registro estratigráfico Fernández-López (2000b).

Las asociaciones registradas que aparecen en las parasecuencias y tafosecuencias más completas pueden ser agrupadas en tres taforregistros sucesivos: TTB (taforregistros de turbulencia baja), TTM (taforregistros de turbulencia moderada) y TTA (taforregistros de turbulencia alta) (Fernández-López, 1997a). En las secuencias de somerización formadas en ambientes someros de plataforma externa predominan los TTA, y en ambientes más profundos de plataforma distal, predominan los TTB (Fig. 11.36).

En el área de estudio aparecen dos grandes dominios claramente diferenciados. Por un lado se encuentran las secciones del Sector Nororiental, que corresponden con materiales que adquieren grandes potencias en comparación con el resto. En el capítulo de correlaciones y análisis secuencial, se observaba que están compuestas por secuencias de somerización, y puntualmente de profundización. Las tafosecuencias corresponden con ambientes de plataformas distales, y están formadas por TTB y TTM. En cambio, el resto de los sectores estudiados, muestran caracteres más proximales en comparación con este sector. En este caso, las tafosecuencias están compuestas por los tres tipos de taforregistros. Las tafosecuencias *Aalensis p.p.*-*Opalinum p.p.* y *Comptum p.p.* (cuando representan tendencias de somerización) muestran de base a techo TTB, TTM y TTA.

El resto de tafosecuencias están compuestas por TTM y TTA principalmente, mostrando caracteres de medios más proximales, aunque los datos sedimentológicos nos enmarcan un contexto siempre por debajo del nivel de base normal del oleaje, salvo escasas excepciones donde se identifican estructuras tractivas, sin evidencias de emersión. Estas secuencias muestran caracteres típicos de secciones condensadas. Las secciones condensadas de las áreas deposicionales proximales respecto a las distales presentan caracteres diferenciales, que se muestran en la figura 11.37.

SECCIONES CONDENSADAS PROXIMALES - DISTALES

SEDIMENTOS	dilatados - condensados
CONDENSACIÓN TAFONÓMICA	máxima - mínima
HERENCIA TAFONÓMICA	alta - moderada
GRADO DE EMPAQUETAMIENTO	bajo - alto
PERSISTENCIA ESTRATIGRÁFICA	baja - alta
POBLACIONES TAFÓNICAS TIPO 1	ausentes - presentes
AMMONITES HUECOS	abundantes - escasos
AMMONITES REELABORADOS	redondeados - angulosos
PERFORACIONES BIOGÉNICAS	abundantes - escasas
AMMONITES PIRITOSOS	escasos - frecuentes
LAGUNAS BIOESTRATIGRÁFICAS	frecuentes - escasas

Figura 11.37. Caracteres diferenciales de las secciones condensadas de áreas proximales y someras respecto a las de áreas distales y profundas, en plataformas carbonáticas, teniendo en cuenta las asociaciones de ammonites. Tomada de Fernández-López (1997a).

Las asociaciones registradas de ammonoideos formadas en plataformas epicontinentales someras alcanzan valores más altos de condensación tafonómica (proceso de mezcla de elementos conservados que representan entidades biológicas cronológicamente sucesivas; Fernández-López 1984; 1991) que las formadas en los fondos marinos profundos, aunque el grado de herencia tafonómica que presentan puede llegar a ser del 100% en ambos casos (Fernández-López, 1997b).

Las poblaciones tafónicas son conjuntos de elementos tafonómicos que representan un mismo tafón y que están espacialmente separados, y sus características se muestran en la figura 11.38. La distribución de las poblaciones tafónicas de ammonites es un criterio significativo para la

interpretación de los ciclos ambientales de profundización-somerización, ya que cuando las asociaciones condensadas contienen mayor número de **poblaciones tafónicas de tipo 1** representan ambientes de profundización avanzada; y en caso contrario, si únicamente están constituidas por **poblaciones tafónicas de tipo 3**, pueden corresponder a ambientes de profundización incipiente o de somerización avanzada (Fernández-López, 1997a). La máxima abundancia y concentración de poblaciones tafónicas de tipo 1 no es característica en los sedimentos formados durante la fase de profundización avanzada en las plataformas marinas, sino en los sedimentos de las fases de somerización incipiente, cuando los ambientes marinos todavía mantenían los máximos valores de profundidad y pudieron alcanzar los máximos valores de estabilidad.

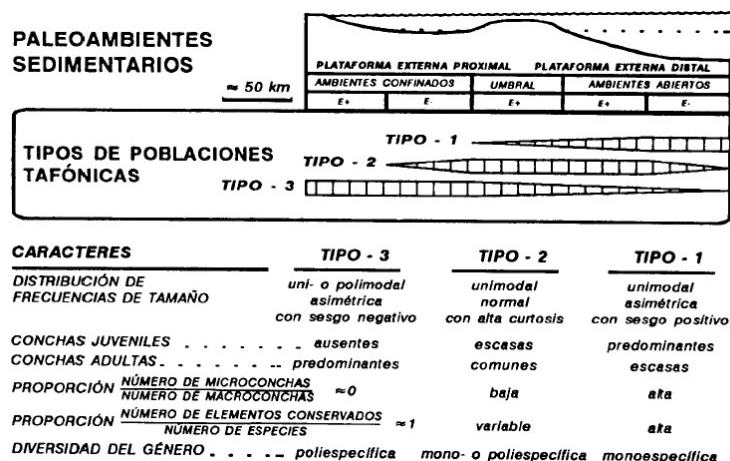


Figura 11.38. Tipos de poblaciones tafónicas desarrolladas en ambientes de plataforma externa y observadas en los ammonites del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica (E+= ambiente sedimentario de alta turbulencia; E-= ambiente sedimentario de baja turbulencia). Tomado de Fernández-López (1997d).

En el área de estudio (Sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental) se identifican dos tipos de agrupaciones en función del tipo de poblaciones tafónicas que aparecen. Durante las secuencias Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.* y Comptum *p.p.* aparecen ejemplares de ammonoideos adultos y juveniles, microconchas y macroconchas, por lo que corresponderían con mezcla de poblaciones tafónicas de tipo 1 y 2, que coexistieron durante este intervalo. Corresponden con ambientes abiertos y distales. En la Secuencias Murchisonae-Bradfordensis, Concavum y Discites se observa un predominio de ejemplares adultos, normalmente con grandes tamaños (sobre todo en Discites) lo cual nos indicaría la presencia de poblaciones tafónicas de tipo 3, que muestran caracteres de ambientes más confinados y proximales. El Sector Nororiental presenta poblaciones tafónicas de tipo 1, que corresponden con ambientes abiertos, más distales. La tabla 11.1 muestra los tipos de poblaciones tafónicas que aparecen en las diferentes secuencias de los sectores estudiados.

Tabla 11.1. Poblaciones tafónicas en los sectores estudiados.

	Sector Suroccidental	Sector Suroriental	Sector Noroccidental	Sector Nororiental
Discites	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 1
Concavum	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 1
Murchisonae-Bradfordensis	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 3	Tipo 1
Comptum <i>p.p.</i>	Tipos 1 y 2	Tipos 1 y 2	Tipos 1 y 2	Tipo 1
Aalensis <i>p.p.</i> -Opalinum <i>p.p.</i>	Tipos 1 y 2	Tipos 1 y 2	Tipos 1 y 2	Tipo 1

Las sucesiones estratigráficas de las plataformas epicontinentales someras presentan mayor proporción de lagunas bioestratigráficas que las sucesiones formadas en los fondos marinos profundos Kowalewski (1996). Esto se observa en las secuencias que corresponden con ambientes más proximales (Sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental), donde hay mayor proporción de lagunas bioestratigráficas, frente a las secuencias del Sector Nororiental, donde la sedimentación es más continua, con excepción de la discontinuidad que aparece a techo de la secuencia 1. En este sector, en relación con esta secuencia, se observa una tendencia contraria al resto, pues la laguna vinculada con esta discontinuidad afecta a las subzonas Buckmani, Opalinum y Comptum *p.p.*, y en los sectores Suroccidental y noroccidental, continúa la sedimentación en el intervalo abarcado por estas subzonas (Fig. 11.39). Esto indica que en el Sector Nororiental se desarrollaron localmente condiciones características de medios más proximales que las que se desarrollaron en el resto de sectores, tendencia que se invierte en el desarrollo del resto de las secuencias. Se aprecia pues, que la proporción de lagunas bioestratigráficas puede llegar a ser mayor que la proporción de lagunas registráticas en las secciones condensadas de plataforma somera, donde el registro fósil es más completo que el registro estratigráfico (Fernández-López, 1997a).

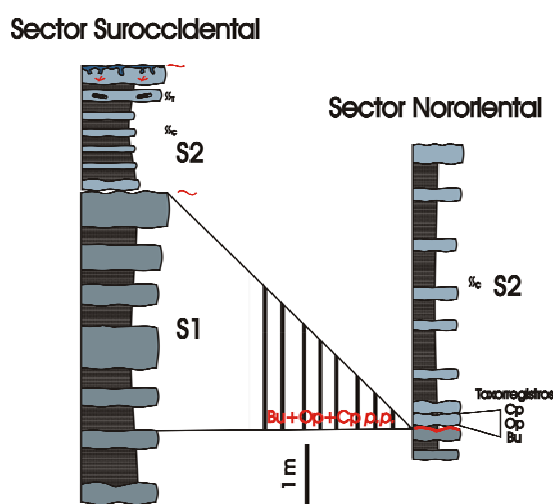


Figura 11.39. Comparación entre las secuencias tipo S1 y S2 en los sectores Suroccidental y Nororiental. Se aprecia cómo en el Sector Nororiental la laguna registrática muestra que el registro fósil es más completo que el estratigráfico. En este caso observamos los taxorregistros de tres subzonas diferentes: Buckmani (Bu), Opalinum (Op) y Comptum (Cp). En el Sector Suroccidental, la serie es continua y no muestra lagunas.

11.2.4 INTERPRETACIÓN DE LAS SECUENCIAS Y SISTEMAS DEPOSICIONALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Las secuencias deposicionales de tercer orden representan variaciones relativas del nivel del mar, con una ciclicidad del orden de un millón de años. Un ciclo de cambio relativo del nivel del mar comprende desde un descenso relativo del nivel del mar hasta el siguiente descenso relativo. Estas variaciones del nivel del mar producen cambios en el potencial de acomodación de sedimentos, y en las plataformas carbonáticas, cambios relativos en la tasa de producción de sedimentos. La máxima producción de partículas sedimentarias en plataformas epicontinentales carbonáticas tiene lugar a profundidades del orden de una decena de metros, y disminuye rápidamente con la profundidad.

La agrupación de sucesivas tafosecuencias y parasecuencias en grupos de orden superior, reflejando variaciones a largo plazo de la profundidad relativa, que suelen estar condicionado por la

subsistencia, permite el establecimiento de ciclos de 4º orden, que se manifiestan como agradaciones, progradaciones o retrogradaciones. En el área de estudio se observa una tendencia retrogradacional a lo largo del intervalo estudiado, también constatada en los mapas de isopacas del capítulo de correlaciones y mapas estratigráficos.

11.2.5 CONSIDERACIONES GENERALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los ammonoideos estudiados aparecen en las diferentes secuencias establecidas con unos patrones concretos en cuanto a su estado de preservación. Después de ver su distribución en los diferentes sectores dentro de cada secuencia, es necesario tener una visión holística de estos patrones. Para ello se ha elaborado la tabla 11.2 donde se resumen los datos numéricos de ejemplares resedimentados y reelaborados que se ha estudiado, refiriéndolos a la zona estratigráfica en la que aparecen. Con los datos porcentuales de los ejemplares resedimentados y reelaborados se ha elaborado la figura 11.40.

Tabla 11.2. Datos numéricos de los ejemplares de ammonoideos estudiados. Se muestra el número total de ejemplares en cada zona estratigráfica, así como el número y el porcentaje de elementos resedimentados y reelaborados.

ZONA	TOTAL	RESEDIMENTADOS	REELABORADOS	% RESEDIMENTADOS	% REELABORADOS
AALENSIS	170	152	18	89,5	10,5
OPALINUM	219	188	31	87,5	12,5
MURCHISONAE- BRADFORDENSIS	124	107	17	86,3	13,7
CONCAVUM	90	69	21	76,6	23,3
DISCITES	66	20	46	30,3	69,6
669					

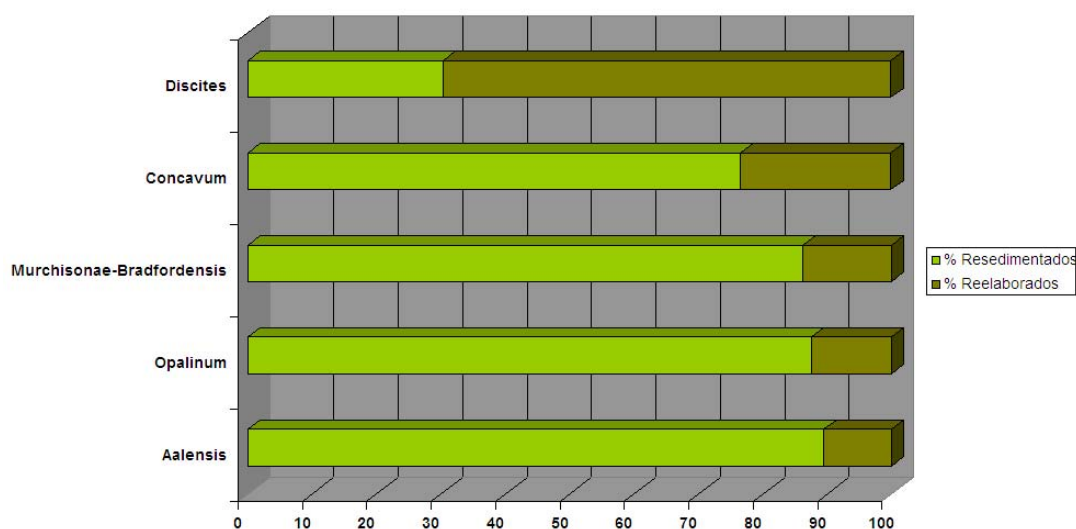


Figura 11.40. Representación gráfica de las proporciones de ammonoideos resedimentados y reelaborados en cada una de las zonas estudiadas.

De forma general, se observa una tendencia de aumento de la proporción de ammonoideos reelaborados en las sucesivas zonas estratigráficas en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. El intervalo comprendido entre la zona Aalensis (Toarciense Superior) y las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Aalenense Medio) muestra valores similares (resedimentados en torno al 87% y reelaborados alrededor del 13%), si bien se registra una leve tendencia de aumento del porcentaje de reelaborados en el transcurso de la serie. La zona Concavum muestra valores del 23,3% de ejemplares reelaborados, evidenciando un cambio significativo con respecto a los valores anteriores. La tendencia se acentúa notablemente en la zona Discites, donde se observa un claro predominio de los elementos reelaborados, que adquieren proporciones cercanas al 70% del total de los ammonoideos presentes.

Estos datos parecen indicar una progresiva instauración de condiciones que favorecieron los fenómenos de reelaboración tafonómica a lo largo del tiempo de deposición de los materiales que conforman las series estudiadas. Estas condiciones implican una menor tasa de sedimentación neta, para que los materiales depositados sean susceptibles de ser nuevamente exhumados y reincorporados a la superficie.

Parece existir una correlación directa entre el incremento en el grado de reelaboración de los ammonoideos y en la complejidad del resto de aloquímicos que aparecen junto a estos en los sedimentos estudiados. Concretamente, las diferentes etapas de génesis de las partículas con cubiertas ferruginizadas marcan las mismas pautas, ya que reflejan otra forma de “reelaboración” progresiva.

Se marcan tres episodios diferenciables en cuanto al grado de reelaboración en la zona de estudio:

1) Desde la Zona Aalensis hasta las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencias Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*, Secuencia Comptum *p.p.* y Secuencia Murchisonae-Bradfordensis): Grado de reelaboración relativamente bajo (Correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas durante la denominada Etapa 1).

2) Zona Concavum (Secuencia Concavum): Grado de reelaboración medio. Incremento del grado de reelaboración, con valores intermedios entre los dos episodios restantes (correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la denominada Etapa 2).

3) Zona Discites (Secuencia Discites): Grado de reelaboración muy alto (correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la denominada Etapa 3 y las posteriores modificaciones susceptibles de configurar partículas de la Etapa 4 y Etapa 5).

En el Sector Nororiental, únicamente se evidencia un incremento en el porcentaje de elementos reelaborados vinculado con el techo de la secuencia 1. El resto de la serie no presenta elementos reelaborados. Tampoco aparecen partículas con cubiertas ferruginizadas. Estas observaciones son coherentes con los datos estratigráficos que mostraban mayores espesores

sedimentarios que el resto de sectores y una mayor uniformidad en el estilo de sedimentación, indicando condiciones de deposición en zonas más distales.

11.3 TAFOFACIES

La diferenciación temporal de tres episodios evolutivos en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental teniendo en cuenta las propiedades tafonómicas de los ammonoideos presentes en el área de estudio, así como su correlación con las sucesivas etapas de aumento de complejidad de los aloquímicos con envueltas ferruginizadas que los acompañan, nos permite establecer un modelo de tafofacies.

Speyer y Brett (1988) propusieron un modelo de tafofacies para medios marinos epicontinentales paleozoicos, enfatizando el hecho de que los restos esqueléticos muestran diversos modos de aparición, que pueden ayudar a comprender la dinámica sedimentaria de los estratos en los que se encuentran. Los modelos de tafofacies ilustran la distribución de características tafonómicas que están relacionadas con parámetros ambientales, como la energía del medio (turbulencia), la tasa de sedimentación y la oxigenación de los sedimentos.

Debido a que las propiedades tafonómicas son resultado de unas condiciones ambientales específicas (Brett y Baird, 1986), las tafofacies se generan en función de un conjunto de condiciones ambientales superpuestas. Por tanto, los modelos de tafofacies describen la distribución de características tafonómicas que corresponden con determinados fenómenos medioambientales determinados por criterios deductivos y empíricos.

Speyer y Brett (1988) afirman que las propiedades tafonómicas (fragmentación, reorientación y selección, desarticulación, corrosión, disolución esquelética y mineralogía autógena) deberían distribuirse en patrones predecibles que correspondiesen de forma primaria con variaciones en la energía de las corrientes (turbulencia), la tasa de sedimentación y el grado de oxigenación del sustrato. La correlación entre estos parámetros y las variaciones de las propiedades tafonómicas se debería poder representar en bloques diagramas, que podrían ser útiles para establecer modelos generales de tafofacies, cuya utilidad radicaría en la interpretación de fenómenos estratigráficos y reconstrucciones paleoambientales. Los modelos que proponen estos autores están basados en razonamientos deductivos para predecir patrones de preservación basados en las interacciones de la tasa de sedimentación, la energía del medio, el quimismo del sedimento y otros factores. Los modelos propuestos son para contextos de mares epicontinentales, en los que existe una estratificación del contenido en oxígeno en relación con la profundidad. El bloque diagrama general representa una serie de medios que varían entre proximales y distales. La energía ambiental, la circulación de oxígeno y fluidos, y de manera indirecta el amalgamamiento, disminuyen con la pendiente del diagrama. Asimismo, el oxígeno disminuye a lo largo de zonas paralelas a la línea de costa (óxica, disóxica, anóxica). La tasa de sedimentación aumenta de izquierda a derecha, con el extremo izquierdo del diagrama representando condensación o *starvation* sedimentaria.

Las propiedades tafonómicas que permiten a Speyer y Brett (1988) delimitar 7 tipos de tafofacies (Fig. 11.41) para los mares epicontinentales paleozoicos son las siguientes:

-Desarticulación. Es mayor donde existe menor tasa de sedimentación. Aunque la energía ambiental disminuya al disiparse las corrientes en profundidad, las exposiciones prolongadas en el fondo marino dan como resultado un grado importante de desarticulación de los restos, a pesar de conllevar un bajo grado de transporte.

-Reorientación y selección. Dependen de la morfología de los restos y del tipo e intensidad del movimiento del agua, aunque los efectos biológicos debidos a la bioturbación tienen un papel modificador importante.

-Fragmentación. Depende fundamentalmente de la energía del medio (persistencia e intensidad) y del tiempo de exposición de los restos.

-Corrosión (en el sentido de Brett y Baird (1986)). Efecto combinado de abrasión y corrosión. El factor que afecta en mayor medida a este mecanismo de alteración tafonómico es el tiempo de exposición.

Speyer y Brett (1988) indican que podría esperarse una similitud generalizada durante todo el Fanerozoico de la asociación de tafofacies propuestas para sistemas de mares epicontinentales, pero que podrían existir diferencias en función de factores bióticos o abióticos particulares. Señalan la necesidad de estudiar condiciones ambientales especiales y la sucesión temporal de las condiciones ambientales y faunas asociadas.

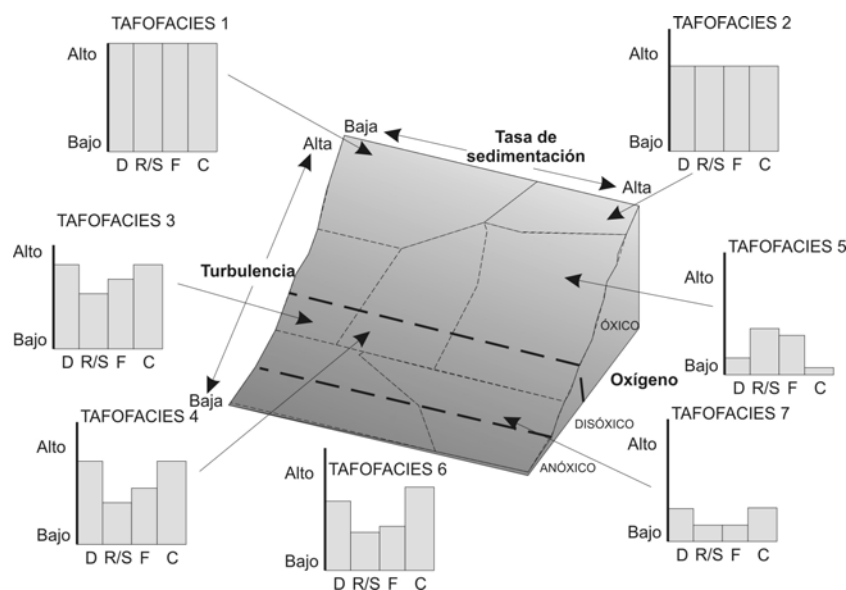


Figura 11.41. Modelo de Tafofacies para plataformas epicontinentales del Paleozoico. Se diferencian siete tafofacies en función de la proporción de cuatro procesos tafonómicos (D= desarticulación, R/S= reorientación y selección; F= fragmentación; C= corrosión). Las tafofacies reflejan condiciones ambientales, que están indicados por los parámetros ambientales Tasa de sedimentación, Turbulencia y Oxigenación. Modificado de Speyer y Brett (1988).

11.3.1 TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR-JURÁSICO MEDIO EN LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL

Los datos provenientes del análisis de microfacies y la caracterización de las diferentes etapas de formación de partículas ferruginizadas, junto con las evidencias tafonómicas, nos permiten inferir tres contextos temporales diferenciados, que se correlacionan con tres de las tafofacies

propuestas por Speyer y Brett (1988). Estas corresponden con las denominadas Tafofacies 3, 4 y 5 (Tabla 11.3).

Tabla 11.3. Características de las Tafofacies 3, 4 y 5 de Speyer y Brett (1988).

Tafofacies 3	Refleja la disminución de la turbulencia hacia medios distales. Las señales de destrucción esquelética (altos niveles de desarticulación y corrosión, así como una proporción moderadamente alta de restos fragmentados) son indicativas de que la exposición submarina en la superficie del sedimento tiene un papel fundamental.
Tafofacies 4	Refleja la influencia de una mayor tasa de sedimentación y un menor tiempo de exposición, que delimitan la intensidad de los procesos tafonómicos. La acción de los organismos bioturbadores es grande, ya que una tasa intermedia de sedimentación implica que los restos esqueléticos enterrados están cerca de la superficie sedimentaria, y por tanto, son susceptibles de ser afectados por efectos de desarticulación y reorientación causados por la bioturbación
Tafofacies 5	Los restos son enterrados rápidamente tras la muerte de los organismos, permaneciendo aislados de los procesos de corrosión y desarticulación superficiales. Como la tasa de sedimentación impide el establecimiento de pavimentos de conchas, las condiciones del sustrato son favorables para la acción de organismos bioturbadores sedimentívoros, que desarticulan y reorientan los restos esqueléticos tras el enterramiento

Las características de los materiales que aparecen en las secuencias definidas en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental marcan las siguientes tendencias:

Zonas Aalensis-Opalinum (Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.* y Secuencia Comptum *p.p.*)

Están representadas por sedimentos relativamente expandidos, donde existen alternancias entre calizas y margas, variando las primeras entre *mudstone* y *wackestone*. En ellos aparecen organismos nectónicos y bentónicos (endobentónicos y epibentónicos), que son indicativos de un nivel de normal oxigenación del sustrato, con momentos puntuales disódicos (niveles con *Chondrites*). El grado de reelaboración de los ammonioideos es relativamente bajo, las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden con un estadio de formación de la Etapa 1 (puntualmente en Sector Suroriental con Etapas 2 y 3 en los techos de secuencias de somerización). Estas características concuerdan con las propuestas para la Tafofacies 5 de Speyer y Brett (1988).

Zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencia Murchisonae-Bradfordensis)

Están representadas por sedimentos que oscilan entre relativamente expandidos (normalmente calizas con textura *packstone*) y otros relativamente más condensados (calizas *mudstone-packstone*, según sectores). Aparecen organismos nectónicos y bentónicos en proporciones variables según los sectores. El grado de reelaboración de los ammonioideos es relativamente bajo, y las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden en su mayoría con las formadas durante la Etapa 1, si bien, en el Sector Noroccidental comienzan a desarrollarse de forma apreciable partículas de la Etapa 2 y/o 3. Estas características concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 5 y 4 de Speyer y Brett (1988).

Zona Concavum (Secuencia Concavum)

Está representada por sedimentos relativamente condensados, consistentes en calizas con textura *packstone* (en lugares puntuales alternancias de calizas *mudstone* y margas) con frecuentes partículas ferruginizadas. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). El grado de reelaboración de los ammonioideos es medio y las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la Etapa 1 y de forma generalizada de Etapa 2. Estas características concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 4 y 3 de Speyer y Brett (1988).

Zona Discites (Secuencia Discites)

Está representada por los sedimentos más condensados de todas las zonas estudiadas. Consisten en calizas con texturas *wackestone-packstone* con abundantes partículas ferruginizadas de gran diámetro. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). Los ammonioideos presentan un grado de reelaboración muy alto y las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la Etapa 1 y de más forma generalizada de Etapa 2 y 3, siendo en ocasiones afectadas por las Etapas 4 y 5. Estas características concuerdan con las propuestas para la Tafofacies 3 de Speyer y Brett (1988).

Las partículas con cubiertas ferruginizadas cuyas mineralogías muestran una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes/reductoras, junto con las evidencias inferidas por las icnofacies adaptadas a condiciones más reductoras (*Chondrites*) indican cierta inestabilidad en el medio, que situarían estas Tafofacies cerca del límite óxico/disóxico, pudiendo llegar a cruzarlo. Las evidencias texturales indican condiciones de turbulencia no muy acusadas, existiendo muy pocas evidencias de estructuras sedimentarias tractivas, en momentos puntuales, pero permitiendo situar los materiales por debajo del nivel del oleaje normal. Los estudios estratigráficos nos han permitido ver una disminución progresiva de los espesores en las distintas secuencias a lo largo del periodo estudiado, lo cual parece indicar un descenso de la tasa de sedimentación.

Todos estos datos nos permiten situar los sedimentos estudiados de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental (según las secuencias definidas en este trabajo) en el diagrama de Speyer y Brett (1988) (Fig. 11.42).

Se puede concluir que existe un reemplazamiento progresivo de las tafofacies a lo largo del tiempo. Las tafofacies muestran cambios graduales entre sí y aparecen formando una serie que muestra poca variación en el grado de turbulencia, pero que sufre cambios en la tasa de sedimentación que recibe. El resultado son series progresivamente más condensadas con mayor proporción de elementos reelaborados. En el caso del Sector Nororiental, no existen variaciones acusadas, por lo que no parece evidenciarse un tránsito entre diferentes tafofacies. Se podría enmarcar este sector dentro de la Tafofacies 5, cerca del límite óxico/disóxico ya que los *Chondrites* son más abundantes en determinadas secuencias, pero las características litológicas, texturales, paleontológicas y tafonómicas son estables.

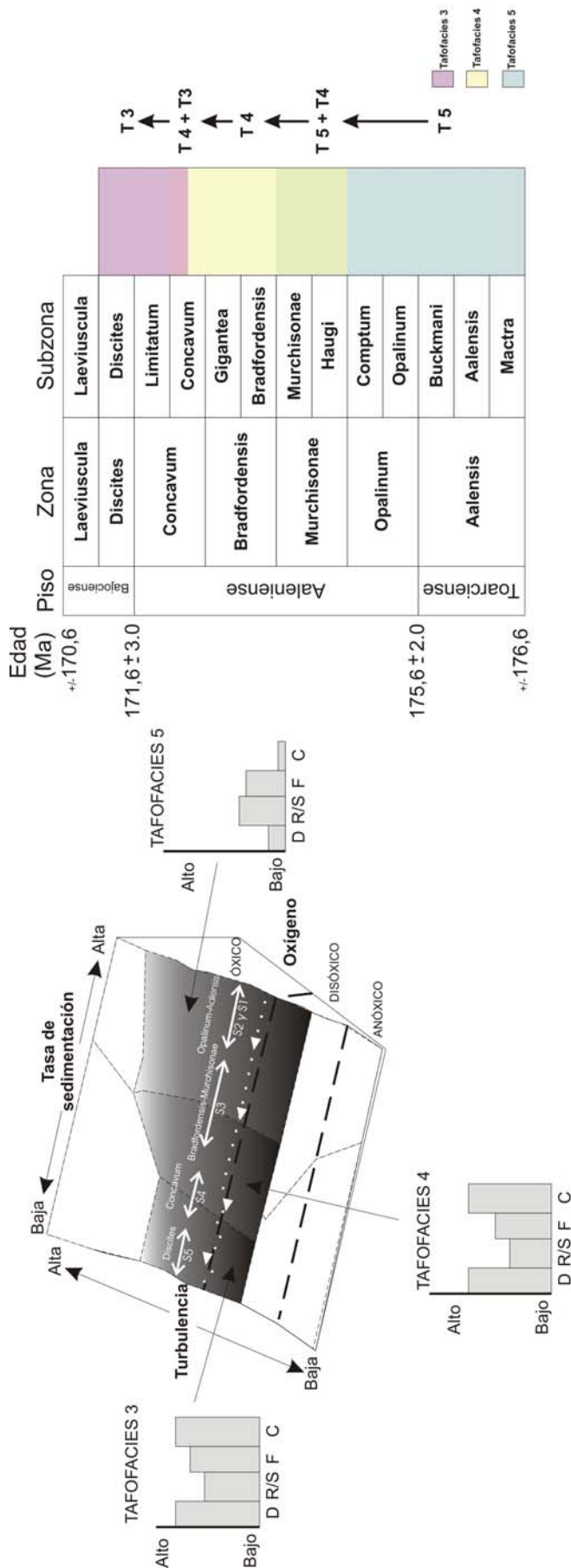


Figura 11.42. Proyección de los rangos espaciales de los materiales estudiados (según las secuencias definidas en el presente trabajo en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental) en el diagrama de Speyer y Brett (1988). Corresponden con las Tafofacies 3, 4 y 5 de estos autores. Se observa una evolución temporal que marca el paso desde la tafofacies 5 hasta la 3, pasando por la 4. A partir de la secuencia de Concavum se observan frecuentes oscilaciones en la mineralogía de las partículas ferruginosas, lo cual parece indicar un cambio en las condiciones oxidantes/reductoras del medio. El diagrama cronoestratigráfico muestra esta evolución temporal de las tafofacies, las edades han sido tomadas del trabajo de Gradstein *et al.* (2004).

11.4 TAFONOMÍA APLICADA: REEMPLAZAMIENTOS MINERALES POCO FRECUENTES EN BIOCLASTOS QUE ACTÚAN COMO NÚCLEOS DE PARTÍCULAS FERRUGINOSAS (BERTIERINA-CHAMOSITA)

Como ejemplo de mecanismos de alteración tafonómica que transcurren durante la etapa fosildiagenética se ha estudiado un caso de reemplazamiento asociado a la formación de las partículas con cubiertas ferruginizadas.

El mecanismo de alteración tafonómica de mineralización (neomorfismo y reemplazamiento) está ampliamente documentado. El neomorfismo consiste en la sustitución de componentes minerales de la misma composición química, ya sea por cambio textural, en cuyo caso se denomina recristalización, o por cambio polimórfico, denominándose entonces inversión. El reemplazamiento, sin embargo, consiste en la sustitución de un componente mineral por otro de distinta composición química.

Las características mineralógicas especiales que se observan en las partículas con cubiertas ferruginizadas, permiten el desarrollo de un tipo de reemplazamiento mineral muy peculiar, que no suele estar citado entre los más comunes (silicificación, dolomitización, piritización, etc). La misma mineralogía presente en las envueltas de las partículas ferruginizadas favorece el reemplazamiento por filosilicatos de hierro de los bioclastos que actúan como núcleos de éstas.

En el trabajo de García-Frank y Del-Moral (2005) se plantea el estudio preliminar del reemplazamiento mineral en los bioclastos que actúan como núcleos en partículas con cubiertas ferruginizadas. El estudio se basa en la comparación de un grupo concreto, los equinodermos, en materiales ordovícicos y jurásicos, viendo como se comportan frente al fenómeno de reemplazamiento mineral cuando actúan como componentes aloquímicos en la matriz o como núcleo de las partículas ferruginizadas.

Se documenta que los mecanismos de alteración tafonómica que han afectado a los restos de equinodermos (matriz y núcleos de las partículas con cubiertas ferruginizadas), ya sean de edad ordovícica o jurásica, son la fragmentación, la disolución diferencial y la recristalización (micritización). Las evidencias de reemplazamiento mineral sólo aparecen en los fragmentos bioclásticos de los núcleos de las partículas. Las diferencias mineralógicas de las placas de equinodermos que forman los núcleos, incluyen variaciones desde composiciones originales de calcita alta en magnesio hasta un total reemplazamiento por minerales de la arcilla ricos en hierro. En los núcleos jurásicos se observan evidencias de reemplazamiento parcial por bertierina y en los ordovícicos se produce un reemplazamiento total por chamosita. Los estudios de difracción de rayos-X muestran que junto con la bertierina, aparece otro aluminosilicato, la caolinita, y que junto con la chamosita aparece illita, un filosilicato rico en K y Mg.

Velde (1995b) indica que cada mineral tiene su tasa de reacción para adquirir una mineralogía y un quimismo óptimos, que dependen de la profundidad de enterramiento y del tiempo implicado en éste. La bertierina y la caolinita tienen una reacción lenta y tienden a mantenerse estables hasta alcanzar temperaturas entre 80-160° C, para gradientes geotérmicos considerados normales (25-40°C/km). Por encima de este rango, la bertierina sedimentaria se transforma en chamosita, siendo la asociación mineralógica chamosita-illita más estable en rocas sedimentarias de diagénesis avanzada. Existen pocos estudios sobre los campos de estabilidad mineralógica de los

filosilicatos ricos en hierro. Meunier (2005) propone que el cambio entre bertierina y chamosita ocurre entre los 60-80° C (Fig. 11.43). Lo que parece inequívoco es que a partir de 80°C la transformación mineralógica es posible.

García-Frank y Del-Moral (2005) reconocen una secuencia de reemplazamiento en las placas de equinodermos. La calcita original de las placas de equinodermos que aparecen en la matriz, únicamente está afectada por un proceso de micritización. La mineralogía calcítica de los fragmentos de equinodermos, constituyentes de los núcleos, comienza a ser reemplazada por un mineral autigénico rico en hierro (bertierina), cuando éstos son recubiertos por envueltas ferruginosas. El siguiente cambio mineralógico se produce al transformarse la bertierina en chamosita, la fase estable para un grado de diagénesis más avanzada.

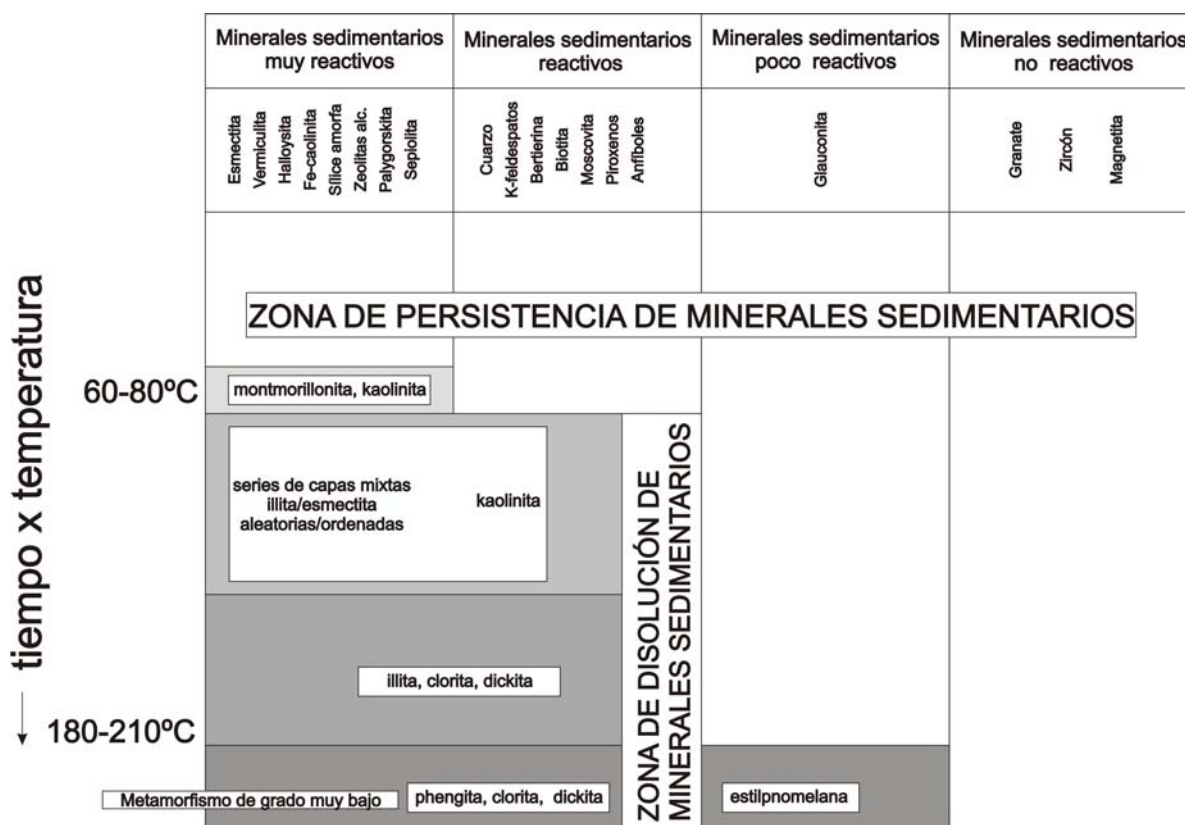


Figura 11.43. Diferentes reacciones entre los componentes minerales de los sedimentos terrígenos durante la diagénesis. Modificado de Meunier (2005).

Así, en niveles con partículas ferruginizadas, la mineralogía reemplazante indica unas condiciones concretas dentro de la diagénesis, según la secuencia de reemplazamiento observada, en ausencia o en combinación con otros marcadores. La principal aplicación del estudio radica en la posible aplicación como geotermómetro en niveles de partículas ferruginosas en base al reemplazamiento mineral, ya que la paragénesis bertierina-caolinita es estable hasta alcanzar temperaturas hasta 80-160° C y la asociación chamosita-illita es la paragénesis estable por encima de este intervalo.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

De forma general se observa una tendencia de aumento de la proporción de ammonoideos reelaborados en las sucesivas zonas estratigráficas. El intervalo comprendido entre la zona Aalensis (Toarciense Superior) y las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Aalenense Medio) muestra valores similares (resedimentados en torno al 87% y reelaborados alrededor del 13%), si bien se registra una leve tendencia de aumento del porcentaje de reelaborados en el transcurso de la serie. La zona Concavum muestra valores del 23,3% de ejemplares reelaborados, evidenciando un cambio significativo con respecto a los valores anteriores. La tendencia se acentúa notablemente en la zona Discites, donde se observa un claro predominio de los elementos reelaborados, que adquieren proporciones cercanas al 70% del total de los ammonoideos presentes.

Estos datos parecen indicar una progresiva instauración de condiciones que favorecieron los fenómenos de reelaboración tafonómica a lo largo del tiempo de deposición de los materiales que conforman las series estudiadas. Estas condiciones implican una menor tasa de sedimentación neta, para que los materiales depositados sean susceptibles de ser nuevamente exhumados y reincorporados a la superficie.

Parece existir una correlación directa entre el incremento en el grado de reelaboración de los ammonoideos y en la complejidad del resto de aloquímicos que aparecen junto a estos en los sedimentos estudiados. Concretamente, las diferentes etapas de génesis de las partículas con cubiertas ferruginosas marcan las mismas pautas, ya que reflejan otra forma de “reelaboración” progresiva.

Se marcan tres episodios diferenciables en cuanto al grado de reelaboración en la zona de estudio:

1) Desde la Zona Aalensis hasta las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencias Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*, Secuencia Comptum *p.p.* y Secuencia Murchisonae-Bradfordensis): Grado de reelaboración relativamente bajo (Correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas durante la Etapa 1).

2) Zona Concavum (Secuencia Concavum): Grado de reelaboración medio. Incremento del grado de reelaboración, con valores intermedios entre los dos episodios restantes (correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la Etapa 2).

3) Zona Discites (Secuencia Discites): Grado de reelaboración muy alto (correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la denominada Etapa 3 y las posteriores modificaciones susceptibles de configurar partículas de la Etapa 4 y Etapa 5).

Los datos provenientes del análisis de microfacies y la caracterización de las diferentes etapas de formación de partículas ferruginizadas, junto con las evidencias tafonómicas, nos permiten inferir cuatro contextos temporales diferenciables, que se correlacionan con tres de las tafofacies propuestas por Speyer y Brett (1988).

Zonas Aalensis-Opalinum (Secuencia Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.* y Secuencia Comptum *p.p.*)

Están representadas por sedimentos relativamente expandidos, donde existen alternancias entre calizas y margas y las calizas varían entre *mudstone* y *wackestone*. En ellos aparecen organismos nectónicos y bentónicos (endobentónicos y epibentónicos), que son indicativos de un nivel de normal oxigenación del sustrato, con momentos puntuales disódicos (niveles con *Chondrites*). El grado de reelaboración de los ammonioideos es relativamente bajo, las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden con un estadio de formación de la Etapa 1 (puntualmente en Sector Suroriental con Etapas 2 y 3 en los techos de secuencias de somerización). Estas características concuerdan con las propuestas para la Tafofacies 5 de Speyer y Brett (1988).

Zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencia Murchisonae-Bradfordensis)

Están representadas por sedimentos que oscilan entre relativamente expandidos (normalmente calizas *packstone*) y otros relativamente más condensados (calizas *mudstone-packstone*, según sectores). Aparecen organismos nectónicos y bentónicos en proporciones variables según los sectores. El grado de reelaboración de los ammonioideos es relativamente bajo, y las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden en su mayoría con las formadas durante la Etapa 1, si bien, en el Sector Noroccidental comienzan a desarrollarse de forma apreciable partículas de la Etapa 2 y/o 3. Estas características concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 5 y 4 de Speyer y Brett (1988).

Zona Concavum (Secuencia Concavum)

Está representada por sedimentos relativamente condensados, consistentes en calizas *packstone* (en lugares puntuales alternancias de calizas *mudstone* y margas) con frecuentes partículas ferruginizadas. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). El grado de reelaboración de los ammonioideos es medio y las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la Etapa 1 y de forma generalizada de Etapa 2. Estas características concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 4 y 3 de Speyer y Brett (1988).

Zona Discites (Secuencia Discites)

Está representada por los sedimentos más condensados de todas las zonas estudiadas. Consisten en calizas *wackestone-packstone* con abundantes partículas ferruginizadas de gran diámetro. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). Los ammonioideos presentan un grado de reelaboración muy alto y las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la Etapa 1 y de más forma generalizada de Etapa 2 y 3, siendo en ocasiones afectadas por las Etapas 4 y 5. Estas características concuerdan con las propuestas para la Tafofacies 3 de Speyer y Brett (1988).

Las partículas con cubiertas ferruginizadas cuyas mineralogías muestran una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes/reductoras, junto con las evidencias inferidas por las icnofacies adaptadas a condiciones más reductoras (*Chondrites*) indican una inestabilidad en el medio, que situarían estas Tafofacies cerca del límite óxico/disódico, pudiendo llegar a cruzarlo. Las evidencias texturales indican condiciones de turbulencia no muy acusadas, existiendo muy pocas evidencias de estructuras sedimentarias tractivas, en momentos puntuales, pero permitiendo situar los materiales por debajo del nivel del oleaje normal. Los estudios estratigráficos nos han permitido

ver una disminución progresiva de los espesores en las distintas secuencias a lo largo del periodo estudiado, lo cual parece indicar un descenso de la tasa de sedimentación.

Se puede concluir que existe un reemplazamiento progresivo de las tafofacies a lo largo del tiempo. Las tafofacies muestran cambios graduales entre sí y aparecen formando una serie que muestra poca variación en el grado de turbulencia, pero que sufre cambios en la tasa de sedimentación que recibe. El resultado son series progresivamente más condensadas con mayor proporción de elementos reelaborados.

Las características mineralógicas especiales que se observan en las partículas con cubiertas ferruginizadas, permiten el desarrollo de un tipo de reemplazamiento mineral muy peculiar, que no suele estar citado entre los más comunes (silicificación, dolomitización, piritización, etc). La misma mineralogía presente en las envueltas de las partículas ferruginizadas favorece el reemplazamiento por filosilicatos de hierro de los bioclastos que actúan como núcleos de éstas. García-Frank y Del-Moral (2005) reconocen una secuencia de reemplazamiento en las placas de equinodermos. La calcita original de las placas de equinodermos que aparecen en la matriz, únicamente está afectada por un proceso de micritización. La mineralogía calcítica de los fragmentos de equinodermos, constituyentes de los núcleos, comienza a ser reemplazada por un mineral autigénico rico en hierro (bertierina), cuando éstos son recubiertos por envueltas ferruginosas. El siguiente cambio mineralógico se produce al transformarse la bertierina en chamosita, la fase estable para un grado de diagénesis más avanzada. Así, en niveles con partículas ferruginizadas, la mineralogía reemplazante indica unas condiciones concretas dentro de la diagénesis, según la secuencia de reemplazamiento observada, en ausencia o en combinación con otros marcadores. La principal aplicación del estudio radica en la posible aplicación como geotermómetro en niveles de partículas ferruginosas en base al reemplazamiento mineral, ya que la paragénesis bertierina-caolinita es estable hasta alcanzar temperaturas hasta 80-160° C y la asociación chamosita-illita es la paragénesis estable por encima de este intervalo.

12.1 INTRODUCCIÓN

El presente capítulo recoge una serie de consideraciones sobre los factores que influyen en el establecimiento de un posible contexto tectono-sedimentario para el tránsito entre el Jurásico Inferior y Medio en la zona de estudio. En primer lugar se hace referencia a el concepto de condensación, diferenciando el significado que adquiere este término aplicándolo a la sedimentología, a la estratigrafía y a la tafonomía. A continuación se hace una reflexión sobre las discontinuidades asociadas a secciones condensadas que incluyen partículas con cubiertas ferruginizadas. Posteriormente se analiza el contexto tectónico en la zona de estudio, teniendo en cuenta una serie de consideraciones sobre el volcanismo jurásico, y sobre el eustatismo generalizado para ese periodo en el área del Tethys. Finalmente se trata de enmarcar en un modelo paleogeográfico global y se hace una serie de consideraciones sobre las evidencias paleoclimáticas para el intervalo de estudio.

12.2 CONDENSACIÓN EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

La mayoría de las secciones estudiadas se caracterizan por presentar depósitos poco potentes de sedimentos en los que, sin embargo, el contenido fósil asociado permite la asignación de un intervalo temporal relevante, en el orden de millones de años. Este amplio intervalo temporal, a su vez, suele estar afectado por periodos que incluyen la no deposición, o incluso erosión, de materiales previamente depositados. El término condensación ha tenido diferentes acepciones, según el contexto en el que ha estado enmarcado:

Según el significado propuesto por Heim (1934), la **condensación estratigráfica** hace referencia a la disminución de espesor de una sucesión estratigráfica como consecuencia de una tasa de sedimentación que varía desde baja hasta nula o que puede incluso ser negativa. Rod (1946) la definió como un proceso que ocurre en condiciones de sedimentación muy lenta o “estancada” que continúan a lo largo de un periodo de tiempo muy prolongado y que produce un estrato caracterizado por A) enriquecimiento en el estrato de fósiles bien preservados y fragmentos de fósiles, B) mezcla de faunas: fósiles de diferentes zonas paleontológicas aparecen juntas en la misma capas (reelaboración), C) distribución global de la capa que adquiere un espesor reducido.

En el trabajo de Jenkyns (1971) una secuencia condensada se define como una capa que se considera que tiene un espesor considerablemente reducido en comparación con otra capa de igual edad, y cuyo origen es producto de una sedimentación neta mínima. El autor propone que en la génesis de las secuencias condensadas del Jurásico del Tethys estuvieron implicadas tanto la condensación estratigráfica (aporte mínimo de sedimento) como el retrabajamiento (remoción de sedimento de grano fino). Las calizas pelágicas condensadas deben su origen probablemente a organismos planctónicos microscópicos, y la escasez de estos organismos hasta el Jurásico Superior podría contribuir, en parte, a la naturaleza condensada de las series. Las secuencias condensadas aparecen afectadas por disoluciones y litificaciones submarinas. La presencia de algas perforantes, gasterópodos herbívoros y estromatolitos (en las secuencias condensadas donde aparecen estos restos) sugiere una deposición en la zona fótica. Muchas de las características litológicas y faunísticas de estas secuencias pueden relacionarse con montículos submarinos actuales, y se propone que la génesis de estos cuerpos sedimentarios estuvo relacionada con altos topográficos transitorios del Tethys en el Jurásico.

Así pues, una capa, horizonte, nivel, secuencia o sucesión estratigráfica está condensada si es menos potente que la sucesión estratigráfica contemporánea usada como referencia. Este concepto también ha sido usado para sucesiones no contemporáneas que corresponden a intervalos temporales equivalentes. También existe una serie de términos más recientes, como secciones condensadas, intervalos condensados o intervalos de condensación. Los términos antónimos son secuencias dilatadas, sucesiones extendidas o sucesiones expandidas. La **tasa de sedimentación** de un intervalo estratigráfico dado, es la relación entre la potencia de un intervalo y la duración temporal en la cual el intervalo estratigráfico fue formado, normalmente expresada en cm /millones de años. La diferencia entre la tasa de sedimentación y la tasa de sedimentos acumulados, o **tasa de acumulación**, es que la segunda sólo tiene en cuenta la relación entre la potencia de sedimentos dividida entre el intervalo de deposición, sin computar el intervalo correspondiente a las lagunas (Fig. 12.1). Así, la condensación sedimentaria consiste en el proceso de formación de cuerpos rocosos del registro geológico, de menor espesor que otros de intervalo temporal equivalente, como consecuencia de una menor tasa de acumulación de sedimentos. El resultado de la condensación sedimentaria son depósitos condensados, que se contraponen a los depósitos expandidos. La **condensación tafonómica** se define como el proceso de mezcla de elementos conservados que representan entidades biológicas cronológicamente sucesivas (Fernández-López, 1984; 1991). El resultado de este proceso es una o más asociaciones condensadas y el resultado contrario es la formación de asociaciones expandidas.

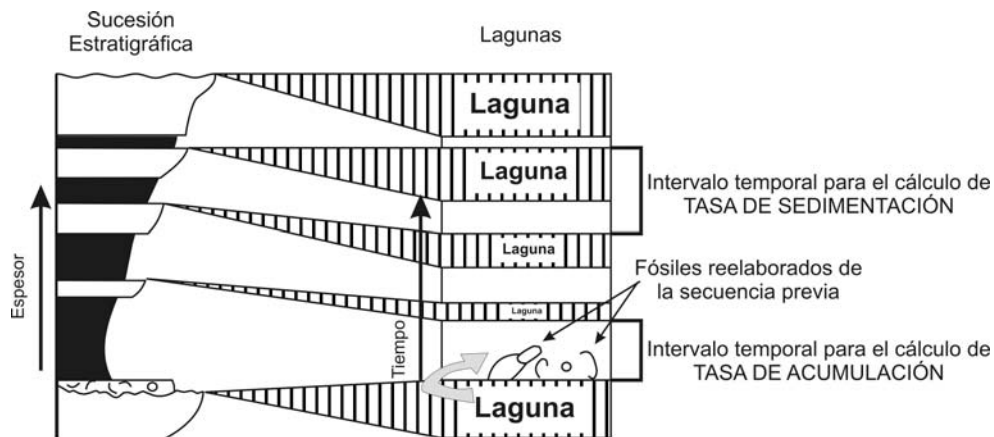


Figura 12.1. Diferencias entre tasa de sedimentación y tasa de acumulación, relacionadas con las lagunas que aparecen en la deposición en una secuencia de somerización. La tasa de sedimentación de un intervalo estratigráfico se calcula dividiendo el espesor del sedimento entre el intervalo de tiempo total estimado tras la deposición, que incluye la laguna. La tasa de acumulación de un nivel estratigráfico se estima dividiendo el espesor del sedimento entre el intervalo de tiempo de sedimentación neta positiva. El lag transgresivo, situado en la base de la secuencia, por encima de la discontinuidad más importante, contiene fósiles reelaborados heredados de sedimentos más antiguos. Modificado de Gómez y Fernández-López (1994).

Gómez y Fernández-López (1994) apuntan que la falta de distinción entre condensación estratigráfica, condensación sedimentaria y condensación tafonómica ha conducido a interpretaciones erróneas en el análisis de cuencas. Uno de los errores más comunes es la interpretación de las secuencias de somerización de los ambientes marinos de plataforma. Estas secuencias, que normalmente son estrato- y granocrecientes, se interpretan en función de la variación de tres parámetros: la tasa de sedimentación, la posición relativa del nivel del mar y el

grado de acomodación de los sedimentos. Muchos autores interpretan que los valores más bajos de la tasa de sedimentación en las secuencias de somerización se dan en la parte inferior de la secuencia y que el valor relativo del nivel del mar más bajo se da en los niveles superiores. Según esta interpretación, los mayores valores de tasa de sedimentación, del nivel relativo del mar y del grado de acomodación de los sedimentos se registrarían en la parte intermedia de cada secuencia. Sin embargo, lo que se puede observar frecuentemente es que los niveles inferiores de las secuencias contienen fósiles mezclados de distintas biozonas. Estos niveles han sido interpretados tradicionalmente como capas condensadas formadas en un intervalo temporal con bajos niveles en las tasas de sedimentación y acumulación. En realidad estas capas no están condensadas, pero incluyen asociaciones fósiles condensadas, generadas bajo condiciones de alta turbulencia, y su presencia no implica que estén contenidos en niveles o sedimentos condensados. Hasta el momento muchos de estos horizontes condensados han sido interpretados como *lags* transgresivos, indicadores de un amplio intervalo temporal de condensación estratigráfica. Sin embargo, esta interpretación de desarrollo de la secuencia de plataforma debería modificarse.

Gómez y Fernández-López (1994) indican que teniendo en cuenta la génesis de los niveles estratigráficos de estas secuencias de somerización, se puede demostrar que la parte inferior de la secuencia normalmente corresponde con sedimentos poco litificados (*soft-grounds*), mientras que las partes intermedia y superior correspondieron con fondos más firmes (*firm-grounds*) e incluso litificados (*hard-grounds*), antes del enterramiento. Los niveles sucesivos de la secuencia representan una tendencia en la cual el grado de consolidación aumenta hacia los sedimentos de menor edad. Esta tendencia se puede testar también con las variaciones en la composición taxonómica de las sucesivas asociaciones fósiles. Por ejemplo, en sucesivos niveles estratigráficos de cada secuencia, se observa a menudo un cambio gradual de los organismos bentónicos. Desde los niveles inferiores, donde predominan las asociaciones de endobiontes bioturbadores y sedimentívoros, se pasa a un dominio de las asociaciones y/o huellas de organismos epibiontes sésiles, incrustantes o perforadores en los niveles superiores (cf. Matyja y Seilacher, 1985). En el capítulo de Paleoecología hemos constatado esta tendencia en las tres secuencias ecoestratigráficas propuestas para el intervalo temporal estudiado, ya que tanto las afinidades respecto al sustrato varían desde organismos endobentónicos en la base de las secuencias hasta un aumento en el número de organismos incrustantes en los techos. La sucesión de icnofacies también muestra un progresivo endurecimiento del sustrato, desde los icnogéneros pertenecientes a la icnofacies de *Zoophycos*, típicos de sustratos blandos, pasando por *Glossifungites*, representativos de sustrato firme y en muchos casos apareciendo en el techo la icnofacies *Trypanites*, indicativa de sustratos litificados.

Otro criterio para contrastar la polaridad entre los diferentes niveles de la secuencia sedimentaria es la variación del estado de preservación de los fósiles (Fernández-López y Suarez-Vega, 1979; Fernández-López, 1985). El incremento en la frecuencia relativa de los fósiles reelaborados hacia la parte superior de la secuencia, ha sido probado como un criterio útil en el análisis secuencial de secciones micríticas o de sedimentos que muestran caracteres texturales muy homogéneos. Las discontinuidades estratigráficas de menor entidad, tales como superficies de omisión o superficies de removilización (resultado de retrabajamiento), son más frecuentes hacia la parte superior de las secuencias, indicando que los valores de la tasa de sedimentación son decrecientes. De nuevo, en el capítulo de Tafonomía, hemos constatado esta tendencia en las tafosecuencias establecidas en el intervalo estudiado, viendo que el grado de remoción y la herencia tafonómica aumentan hacia la parte superior de la secuencia. Los caracteres tafonómicos observados

junto con las características previamente mencionadas nos han permitido identificarlas como tafosecuencias positivas, en donde existe un descenso de base a techo de la tasa de sedimentación y/o acumulación.

Los niveles localizados en la base de las secuencias de somerización contienen comúnmente asociaciones fósiles condensadas. De forma contraria a la interpretación generalizada de este horizonte basal, que muestra caracteres texturales similares al techo de la secuencia precedente, este nivel se forma en el breve intervalo de rápida sedimentación que tiene lugar tras una discontinuidad de mayor rango. Este nivel incorpora fósiles y fragmentos de roca procedentes de sedimentos más antiguos y representa el comienzo de la secuencia siguiente (Fernández-López y Gómez, 1990a; Savrda, 1991). Las asociaciones condensadas de fósiles, o los denominados *lags* transgresivos, que aparecen frecuentemente en la base de las secuencias, no implican condensación estratigráfica o sedimentaria, pero muestran condensación tafonómica. Los valores máximos de tasa de sedimentación, profundidad relativa y grado de acomodación corresponden a las partes inferiores de estas secuencias, incrementándose el grado de condensación estratigráfica hacia el techo de las secuencias (Gómez y Fernández-López, 1994). En el capítulo de Tafonomía hemos reconocido asociaciones condensadas de fósiles en la base de algunas secuencias.

A pesar de que los niveles que contienen asociaciones de fósiles condensadas son frecuentes en la base, también pueden aparecer en las partes intermedia y superior de las secuencias de somerización, así como en secuencias de profundización. La polaridad propuesta por Gómez y Fernández-López (1994) para las secuencias de somerización de los sedimentos someros de plataforma, también se observan en las partes más distales, a pesar de que la polaridad de estas secuencias no es contradictoria con la idea generalizada de las tasas de sedimentación son por lo general mayores en las áreas más someras respecto a las más profundas. Con todo esto, hay que puntualizar que los valores de las tasas de sedimentación no pueden deducirse únicamente por el espesor de los sedimentos, sino que también hay que tener en cuenta las discontinuidades entre los niveles estratigráficos. En los términos superiores de las secuencias, los sedimentos pueden estar representados por grandes espesores, que tienen valores mínimos de tasa de sedimentación debido a los amplios intervalos sin deposición.

Los procesos de condensación estratigráfica, al igual que los de condensación sedimentaria, pueden ser frecuentes en medios oceánicos o durante episodios máximos transgresivos, aunque no se restringen a estos medios y no son diagnósticos de condiciones batimétricas profundas. Los criterios normalmente utilizados para diagnosticar los niveles condensados, tales como concreciones retrabajadas, costras ferruginosas o fosfáticas, y tasas de sedimentación extremadamente bajas, entre otros, también se reconocen en medios someros y durante episodios regresivos. De hecho, en el Aalenense la sedimentación se caracteriza, en la mayor parte del ámbito europeo, por la instauración de una etapa de notable inestabilidad tectónica, dentro de una fase marcadamente regresiva. Los procesos de condensación estratigráfica, sin muestras de condensación sedimentaria, son también frecuentes en plataformas epicontinentales someras y durante episodios regionales de máxima regresión. Debido a este hecho, la duración temporal que representan los niveles condensados a menudo aumenta hacia áreas costeras (Gómez y Fernández-López, 1994).

Un punto de vista que es conveniente tener en cuenta es la autoctonía o la aloctonía de los sedimentos carbonatados micríticos condensados, ya que las consideradas automicritas (o micritas

autóctonas) de Reitner y Neuweiler (1995), podrían tener un papel importante en la génesis de carbonatos, y como señaló Wood (2001) las automicritas se forman donde el excedente de materia orgánica proveniente de la degradación de metazoos aporta aminoácidos que capturan iones de calcio. Estas condiciones se ven influenciadas si existen cambios en el flujo de terrígenos, o en los flujos meteóricos, en las condiciones de anoxia locales y si se produce aumento del pH de las aguas intersticiales o de la concentración de nutrientes. Pomar (2001) señala la importancia de que tanto los sistemas deposicionales, los patrones estratigráficos y la arquitectura de facies evolucionan como respuesta al flujo de sedimentos y al espacio de acomodación disponible y que el espectro general de los cinturones de facies en plataformas carbonatadas está relacionado con la topografía previa y el contexto geotectónico, mediante la interacción entre los diferentes tipos de sedimentos producidos y la energía hidráulica que actúa en los diversos lugares de producción. Así, en las rampas homoclinales del registro fósil, el volumen de sedimento carbonatado acumulado en la parte de rampa media supera al acumulado en la rampa interna, y está compuesto mayoritariamente por fango (Burchette y Wright, 1992). El fango carbonatado en áreas externas podría provenir de tres procesos, 1) resedimentación desde áreas proximales; 2) producción pelágica (en las muestras de micritas aalenenses de varias de las secuencias estudiadas se han encontrado restos de nannoplancton); 3) producción bentónica *in situ*. Es necesario tener en cuenta procesos biológicos como el atrapamiento o apantallamiento de partículas, e incluso la cementación que modifican la dispersión del sedimento. Estas consideraciones tratan de resaltar que los procesos de sedimentación carbonática en plataformas epicontinentales, pueden ser complejos y estar influenciado por diversos factores, y que la acumulación de materiales no tiene por que ser un proceso lineal, ni todos los sedimentos carbonatados tienen que ser alóctonos.

12.3 CONSIDERACIONES EN CUANTO A LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD EN NIVELES CON PARTÍCULAS CON CUBIERTAS FERRUGINIZADAS (SERIES CONDENSADAS)

Los horizontes con ooides ferruginosos que aparecen referidos en la literatura se caracterizan por presentar indicios de sedimentación reducida o señales de interrupción de esta. Así, los ooides ferruginosos aparecen en conjunción con superficies de discontinuidad.

Burkhalter (1995) señala que los ooides ferruginosos no aparecen únicamente asociados a superficies marinas de inundación, sino que están en distintos niveles específicos de las secuencias. Este autor realiza una comparación de las superficies de discontinuidad que identifica en sus estudios, con las superficies que delimitan los ciclos de tercer orden de los cortejos deposicionales. Dentro de estos se reconocen tres tipos de superficies: 1) límites de secuencia, 2) superficies transgresivas o superficies superiores de bajo nivel del mar y 3) superficies de máxima inundación (Vail *et al.*, 1991; cf. Van Wagoner *et al.*, 1988). Las superficies de discontinuidad, incluso a pequeña escala (4º orden), también están limitando secuencias, ya que esencialmente se forman bajo las mismas condiciones causadas por un patrón específico de interacción entre subsidencia, eustatismo y sedimentación, como lo hacen sus equivalentes a mayor escala. De hecho, ocupan unas posiciones en la parasecuencia comparables a los límites de las superficies de tercer orden en una secuencia (Van Wagoner *et al.*, 1988; cf. “*high frequency sequences*”, Mitchum y Van Wagoner, 1991).

En el trabajo de Burkhalter (1995) se usan términos informales para denominar los límites de las parasecuencias, para evitar tanto un exceso de terminología como confusión con las superficies de discontinuidad de tercer orden, que incluyen los siguientes tipos de discontinuidades:

- **Discontinuidad regresiva (DR)**, corresponde a una discordancia erosiva o paraconformidad (límite de secuencia de tipo 1 ó 2 (Van Wagoner *et al.*, 1988). Esta discontinuidad separa los depósitos de baja energía del cortejo de alto nivel, que aparecen por debajo de los depósitos de alta energía del cortejo de bajo nivel. Una discontinuidad regresiva se puede formar por *bypass* sedimentario (Kidwell, 1991); equilibrio entre sedimentación y erosión (omisión neta), o por erosión cuando la tasa de bajada del nivel del mar se equilibra o excede la tasa de subsidencia del fondo marino, por ejemplo por corrientes inducidas por tormentas (Einsele, 1985; Einsele y Bayer, 1991).

- **Discontinuidad transgresiva (DT)**, corresponde a una superficie transgresiva (Van Wagoner *et al.*, 1988) o a la parte superior de una superficie del cortejo de bajo nivel (Vail *et al.*, 1991). Esta discontinuidad separa los depósitos de alta energía del cortejo de bajo nivel de los suprayacentes que son transgresivos. Una discontinuidad transgresiva se genera por la no deposición que genera el *bypass* sedimentario (omisión neta) en el comienzo de una subida del nivel del mar. Donde predomina la erosión, se pueden formar *lags* transgresivos.

- **Discontinuidad de omisión (DO)**, es equivalente a una superficie de inundación marina (Van Wagoner *et al.*, 1988) y corresponde con una superficie de máxima inundación de tercer orden (Vail *et al.*, 1991). Se forma por *starvation* (no deposición a grandes rasgos) debida a una migración hacia el continente del depocentro de la cuenca en una subida rápida del nivel del mar.

En los depósitos con partículas ferruginizadas de edad Aalenense-Bajociense inferior de las Montañas del Jura septentrionales y centrales estudiados por Burkhalter (1995), algunas parasecuencias o parte de estas, pueden no estar representadas. Las causas incluyen periodos prolongados de no deposición o truncación erosiva, y dan lugar a la coincidencia o amalgamamiento de dos o más tipos de discontinuidades. Las discontinuidades amalgamadas (horizontes condensados *sensu stricto*) normalmente tienen una historia compleja que suele ser difícil de interpretar como horizonte en sí mismo, a no ser que exista un buen conocimiento del contexto espacio temporal en el que se encuentran.

Las partículas con envueltas ferruginizadas que aparecen en los materiales aalenienses-bajocienses de la Cordillera Ibérica Septentrional también aparecen ligadas a momentos con bajo aporte sedimentario y periodos de exposición submarina prolongada. Como evidencia el contenido en ammonoideos, la entidad de las discontinuidades que afectan a estas secuencias llega a ser del rango de laguna estratigráfica de al menos una subzona. Los depósitos condensados no son comparables en términos de estratigrafía secuencial con las series consideradas como normales. En el caso de la Cordillera Ibérica, las secuencias condensadas no muestran ningún criterio diagnóstico fiable que permita asignarlo claramente a los diferentes cortejos de nivel del mar. Las discontinuidades erosivas que aparecen, suelen estar fosilizadas por niveles de removilización que contienen fósiles reelaborados de biozonas anteriores. Esto implica la existencia de un momento de alta energía que removilice y exhume restos previamente depositados y enterrados, y los mezcle con fósiles posteriores. Otros niveles de discontinuidad son los formados por sistemas de perforaciones

vinculadas al desarrollo de *hard-grounds*, que implican prolongados momentos de exposición del fondo marino sin depósito de sedimentos.

Las secuencias definidas para el intervalo estudiado, muestran un progresivo cambio en las condiciones sedimentarias de la cuenca. Las secuencias establecidas en base a la presencia de unas discontinuidades que aparecen en la mayor parte de los sectores estudiados, implican una configuración compleja de esta cuenca. Esto se pone de manifiesto por el desarrollo de las diferentes secuencias tipo que se reconocen en las distintas secuencias estratigráficas, y por el carácter progresivamente más condensado que adquieren desde las secuencias más antiguas a las más modernas. Estos datos apuntan a la acción de estructuras sinsedimentarias entre los distintos sectores dentro de un mismo intervalo temporal, y además se evidencia un cambio evolutivo en la cuenca a lo largo de todo el periodo estudiado. El tránsito Jurásico Inferior-Medio parece ser un periodo en el que se constata cierta inestabilidad tectónica. Una señal de esa inestabilidad tectónica sería la presencia de fenómenos de volcanismo en el ámbito de la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico en general, y durante este periodo en particular. A continuación se describen evidencias citadas en la bibliografía de fenómenos de volcanismo, que pueden estar relacionados con un periodo de inestabilidad tectónica en áreas próximas a la zona de estudio.

12.4 VOLCANISMO EN LA CUENCA IBÉRICA

Diversos autores han referido la existencia de manifestaciones ígneas en diversos sectores de la Cordillera Ibérica. Recientemente Lago *et al.* (2004b) sintetizan las diferentes manifestaciones magmáticas que se han reconocido en la Cadena Ibérica. Dado que estos materiales podrían ser la fuente de elementos que aparecen en las mineralogías silicatadas ricas en hierro de las partículas con cubiertas ferruginizadas, en este apartado se sintetizan las afinidades de estas manifestaciones ígneas y se localizan temporal y espacialmente en la zona estudiada en este trabajo, así como en áreas relativamente cercanas de la Cordillera Ibérica. Los elementos podrían provenir o bien de materiales emplazados antes del tránsito Jurásico Inferior-Medio, gracias a fluidos hidrotermales que atravesasen materiales ígneos previos, a una fuente ígnea con emplazamiento sincrónico al de los materiales estudiados en el presente trabajo, o a una suma de ambos procesos. Por otra parte, la existencia de fenómenos coetáneos de volcanismo podría reflejar una inestabilidad en la litosfera que podría afectar a la configuración de las cuencas contemporáneas.

En el sector NO de la Cordillera Ibérica, concretamente en la Sierra de la Demanda, se reconocen dos tipos de manifestaciones magmáticas: *sills* y diques de composición andesítica, emplazados en materiales preordovícicos afectados por el metamorfismo y tectónica Varisca Colchen (1974), y doleritas toleíticas (“ofitas”) que aparecen dentro de materiales en facies *Keuper*, que en base a criterios geoquímicos y mineralógicos son equiparables a las numerosas intrusiones toleíticas triásicas del dominio pirenaico (Lago, 1980; Lago *et al.*, 2000).

Las manifestaciones magmáticas alcalinas de edad pre-Hettangiense relacionadas con el margen occidental del Tethys se presentan en dos zonas: 1) este de la Sierra de Cameros y la Sierra del Moncayo (*sills* subvolcánicos que no afloran, con direcciones NNO-SSE asociados a fracturas, que encajan en los materiales plásticos del *Keuper*, Lago *et al.* (1996)); 2) región del Bajo Ebro (diques y *sills*, lavas y depósitos piroclásticos, Mitjavila y Martí(1986)).

En las ramas Aragonesa y Castellana y el sector SO del Maestrazgo existen tres tipos de manifestaciones magmáticas con relación directa con las fases de *rift*. El magmatismo calco-alcalino, con edad Pérmico Inferior, está representado en las dos ramas de la Cordillera Ibérica, representando un marcador asociado a la tectónica de desgarres tardivariscos con desarrollo en el límite Carbonífero-Pérmico (Lago *et al.*, 2004a). Presenta dos modalidades de emplazamiento: intrusiones subvolcánicas (*sills* y diques) y depósitos piroclásticos. La edad Autuniense representa el clímax de este magmatismo y no existen evidencias de actividad durante el Pérmico Superior (Lago *et al.*, 2004b). Este magmatismo es previo a la primera fase de *rifting* Mesozoico de la Cordillera Ibérica, que alcanza su máxima expresión en el magmatismo alcalino pre-Hettangiense del SO del Maestrazgo (Etapa sin-*rift* Triásica en la Cuenca Ibérica; Salas *et al.* (2001)) y el magmatismo alcalino post-*rift* de edad Jurásico Inferior-Medio de este mismo sector.

Este magmatismo alcalino está representado por numerosos afloramientos en las ramas Aragonesa, Castellana y sector SO del Maestrazgo, dominando en volumen los términos volcanoclásticos, siendo minoritarios los *sills* basálticos. Los datos previos son diversos (Gómez *et al.*, 1976; Gómez, 1979; Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980; Gautier y Odin, 1983; Fernández-López *et al.*, 1985; Martínez González *et al.*, 1996a; Martínez González *et al.*, 1996b; Valenzuela Ríos *et al.*, 1996; Martínez González *et al.*, 1997a; Martínez González *et al.*, 1998).

Gómez *et al.* (1976) describen la presencia de rocas volcánicas de edad Bajociense inferior, intercaladas en las series carbonatadas del Jurásico de la región de Alcublas (N de la provincia de Valencia). Estos autores señalan que la presencia de volcanismo de edad similar en gran parte del Subbético de las Cordilleras Béticas, sugiere la existencia de una fase de distensión con marcada amplitud durante el inicio del Jurásico Medio. Señalan que en las rocas volcánicas aparecen muy alteradas, compuestas por una matriz clorítica con fenocristales dispersos de plagioclasas, sustituidos generalmente por calcita, que abunda asimismo en el resto de la roca. Mediante microscopía se identifica clorita formando masas irregulares, a veces conteniendo formas con estructuras concéntricas fibroso-radiadas y cantidad variable de opacos, y pseudoesparita. Otros componentes menos abundantes son los oolitos ferruginosos y óxidos de hierro no estructurados.

Ortí Cabo y Vaquer Navarro (1980) describen el volcanismo fundamentalmente piroclástico, con emisiones basálticas y traquibasálticas en el sector valenciano de la Cordillera Ibérica en el Pliensbachiense, Toarciense y Bajociense. Definen dos alineaciones NO-SE (franja de Caudiel y alineación piroclástica de Alcublas), así como un área más amplia de traza general NO-SE en las sierras de Javalambre y Camarena. La dirección NO-SE ejerce el máximo control de la actividad volcánica jurásica, al igual que ocurre previamente durante el Triásico Superior.

Martínez González *et al.* (1996) indican que el volcanismo jurásico de la Sierra de Javalambre es mayoritariamente volcanoclástico con escasas manifestaciones lávicas, de carácter multiepisódico y afinidad alcalina, comprendiendo un rango temporal Pliensbachiense-Bajociense, con un máximo de actividad de edad Toarciense (Gautier, 1968). Estas manifestaciones volcánicas serían de tipo tardío y se produjeron durante el estadio de subsidencia térmica post-*rift*, jurásica inferior y media, de Salas y Casas (1993). Esta etapa de subsidencia térmica sucedió a la importante etapa de subsidencia del *rift* Pérmico superior-Hettangiense, durante la cual tuvo lugar volcanismo sin-*rift* de afinidad toleítica y posteriormente alcalina en los márgenes SO (zona de Valencia) y NE (zona del *Baix Ebre*) de la Cuenca Ibérica. Así, el volcanismo tardío jurásico de la Sierra de

Javalambre sería la continuación del volcanismo sin-*rift* triásico, y se desarrollaría durante la etapa de contracción y relajación térmica de la corteza que sucedió al estadio de *rift* triásico. Valenzuela Ríos *et al.* (1996) datan mediante ammonoideos el límite superior de los depósitos volcanoclásticos en las inmediaciones del Pico de Javalambre como Toarciense superior (Zona Pseudoradiosa), el límite inferior no está precisado.

Martínez González *et al.* (1996a) estudian la composición mineral de un afloramiento de naturaleza mayoritariamente volcanoclástica en la cercanía de las localidades de La Puebla de Valverde y Camarena de la Sierra (Teruel), datándolo mediante ammonoideos como pre-Bajociense medio. Reconocen cristales alterados de olivino y piroxeno (Ti-augita), junto con feldespato potásico, plagioclasa y de forma subordinada minerales opacos (ilmenita, Ti-magnetita y espinela aislada). La composición mineral permite asignar a este magmatismo una afinidad alcalina.

Martínez González *et al.* (1997a) refieren que el magmatismo aparece intercalado en materiales carbonatados de las formaciones de Barahona, Turmiel, Casinos y en la parte inferior del Grupo Chelva. Las potencias oscilan entre pocos centímetros hasta unos 120 m. Identifican varios pulsos situados en el intervalo Pliensbachense-Bajociense (Fig. 12.2), que ha sido datado de forma precisa mediante ammonoideos e identificación de diferentes formaciones encajantes (Valenzuela Ríos *et al.*, 1996; Martínez González *et al.*, 1997b). Un gran número de afloramientos aparecen en el Toarciense, y entre las localidades de La Puebla y Javalambre se reconocen materiales volcanoclásticos.

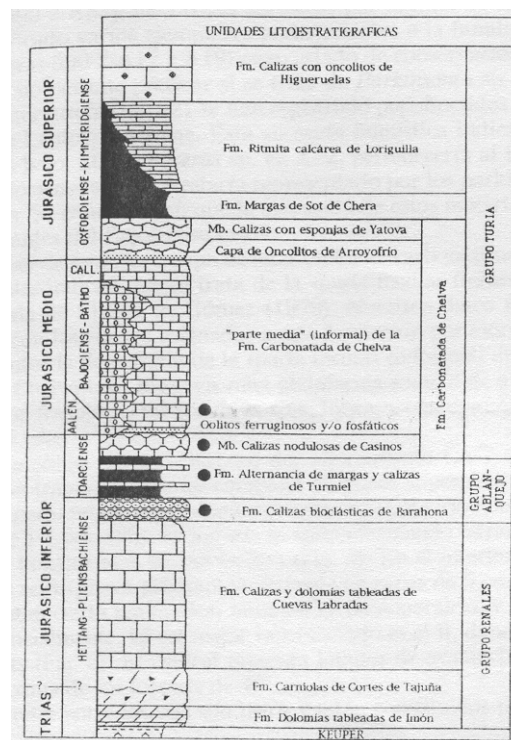


Figura 12.2. Aparición de manifestaciones volcánicas jurásicas (puntos negros) en el tránsito Jurásico Inferior-Medio. Tomado de Martínez González *et al.* (1997b). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico de la Cordillera Ibérica en el Sector Levantino, basadas en los datos de Gómez (1979).

En los alrededores de la localidad de Nuévalos (Zaragoza), Hoyos *et al.* (1998) datan los afloramientos de nefelinitas olivínicas mediante el método K/Ar con una edad de $183 \pm 2,6$ m. a., ubicándolos en el Jurásico Inferior, y de acuerdo a la escala de Gradstein *et al.* (2004) esta edad corresponde con el límite Pliensbachiense-Toarciense.

Martínez González *et al.* (1998) describen el volcanismo marino desarrollado en el sector SE de la Cadena Ibérica (provincias de Teruel, Castellón y Valencia) durante el Jurásico Inferior y Medio. Destacan que dentro del rango temporal que abarca (Pliensbachiense-Bajociense), el Toarciense muestra el máximo de actividad, coincidiendo con una etapa de estiramiento cortical en la Cuenca Ibérica. Observan mecanismos de fragmentación y emplazamiento muy variados para los materiales que aparecen relacionados con las manifestaciones volcanoclásticas intercaladas entre las rocas carbonatadas jurásicas. La mayoría de ellos se formó mediante fragmentación piroclástica provocada por explosiones freatomagmáticas y deposición subacuática y/o subaérea. Los autores consideran que la deposición no fue volcánica primaria estrictamente, sino que la influencia de procesos sedimentarios posteriores fue importante, y que existe heterocronía en la deposición de los materiales volcanoclásticos.

Como se señala en los trabajos anteriormente citados, parece existir un consenso en la existencia de un volcanismo alcalino multiepisódico, de carácter volcanoclástico en el Sector SE de la Cordillera Ibérica. El intervalo temporal implicado es Pliensbachiense-Bajociense, existiendo un máximo de actividad durante el Toarciense. Durante el Bajociense inferior en el Subbético de las Cordilleras Béticas también aparecen fenómenos de volcanismo. La dirección general de emplazamiento en la Cordillera Ibérica sigue una lineación NO-SE, heredada de la etapa de *rifting* del Triásico. Una explicación sería que el volcanismo marino tardío jurásico de la Sierra de Javalambre sería una continuación del volcanismo sin-*rift* triásico, y que se produjo durante el estadio de subsidencia térmica post-*rift*, jurásica inferior y media, de Salas y Casas (1993) que sucedió al estadio de *rift* triásico. Estos datos sugieren la existencia una etapa de estiramiento cortical en la Cuenca Ibérica con marcada amplitud durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio.

12.5 MARCO TECTÓNICO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La configuración actual de los materiales en la zona de estudio es fruto de una compleja historia tectónica. Los materiales depositados en el tránsito Jurásico Inferior-Medio en medios de plataforma epicontinental, han sufrido una serie de fases tectónicas extensionales y compresivas posteriores que han modificado su configuración previa (ver capítulo de Antecedentes). Las estructuras heredadas de la etapa de *rifting* del Triásico serían las que definieron la geometría original de la Cuenca Ibérica para la fase sin-*rift* en la que se enmarca la formación de los depósitos estudiados. El posterior desarrollo de la etapa de *rifting* Jurásico Superior-Cretácico Inferior afecta a los materiales previamente depositados, y en mayor medida les afecta la inversión paleógena que comprime los materiales formando las Cadenas Ibérica y Costero-Catalana. Así pues la configuración que observamos actualmente (Fig. 12.3) es fruto de todas estas fases.

El conjunto de los datos sedimentológicos y del análisis de las microfacies, junto con las evidencias paleoecológicas y tafonómicas, nos ha permitido definir claramente dos dominios diferenciables en los sectores estudiados en este trabajo: un dominio con sedimentación condensada

y secuencias limitadas por discontinuidades, correspondiente a los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental y un dominio con sedimentación más expandida, sin grandes discontinuidades que limiten las secuencias, a excepción de la base, correspondiente con el Sector Nororiental. Hemos constatado que el Sector Nororiental corresponde con un tipo de sedimentación muy diferente del resto, con afinidades a los materiales de igual edad que aparecen en la Cordillera Cantábrica. Esto implica que en el intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior, debieron estar ubicados en un contexto sedimentario diferente al resto de sectores, con un tipo de subsidencia diferencial particular. Por otra parte, el Sector Noroccidental, a pesar de presentar las mismas secuencias que el resto de sectores, tiene un desarrollo de facies muy particular. Posiblemente represente un área, que en el momento de deposición de los materiales, estuviese en una posición paleogeográfica con características propias en cuanto a estilo de sedimentación. En la figura 12.3. se observa la presencia de la falla del Tablado entre el Sector Noroccidental y el Sector Suroccidental, que fue una estructura activa durante el Triásico y el Jurásico (Guimerá *et al.*, 2004). Esta falla normal sería la responsable de la existencia de dos dominios con diferente comportamiento sedimentario durante este periodo.

Los cambios en las potencias de los sedimentos parecen mostrar la existencia de una tectónica sinsedimentaria activa para este intervalo. Una configuración que explicaría las diferencias de espesores y la distribución de facies, sería la heredada de la etapa de *rifting* triásico. Cabría la posibilidad de una reactivación de las fallas triásicas, o incluso una posible prolongación de la etapa de *rifting* hasta el Bajociense inferior, hecho que corroborarían las manifestaciones volcánicas que se dan para el tránsito Jurásico Inferior-Medio citadas en la literatura.

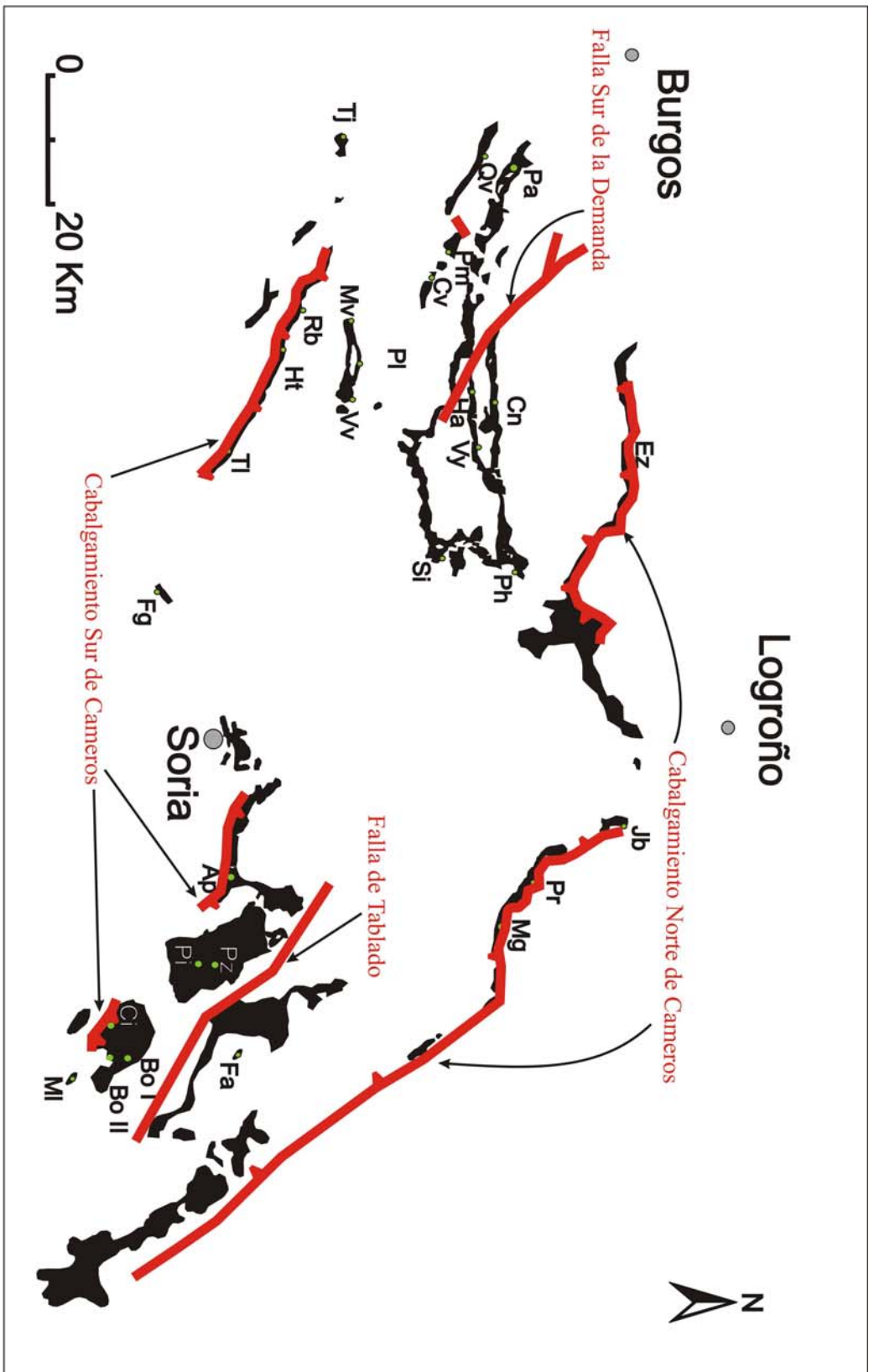


Figura 12.3. Estructuras tectónicas asociadas con la zona de estudio. Las líneas continuas corresponden con estructuras visibles y cartografiadas, tomadas de Gil Serrano *et al.* (1978); Guimerá *et al.* (2004). Son por lo tanto estructuras susceptibles de haber creado la configuración actual de los dominios evidenciados en este estudio.

Estos datos parecen indicar que el tránsito Jurásico Inferior-Medio en la zona meridional de la Cuenca Ibérica estuvo enmarcado en un contexto distensivo. En la parte Septentrional de la Cordillera Ibérica no se han encontrado evidencias directas de volcanismo en los materiales estudiados, si bien, en el apartado de análisis de los elementos de las tierras raras del capítulo de la partículas con cubiertas ferruginizadas, se observaba una similitud en los patrones de tierras raras de los materiales volcánicos del SE de la Cordillera Ibérica y de los materiales con partículas ferruginizadas de la zona más septentrional. Este contexto distensivo facilita una interpretación del área de estudio, en la que se ha constatado una gran variación de facies en los materiales estudiados. Esta variación podría estar relacionada con la existencia de diferentes subdominios en la plataforma epicontinental, en los cuales la tectónica distensiva podría haber actuado mediante fracturas extensionales, que configurasen una estructuración del fondo en surcos y umbrales, posibilitando la sedimentación sincrónica de materiales con diferentes texturas. En el trabajo de Gómez (1979), ya se hace referencia a la posibilidad de que para el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica, en las secciones donde aparecen partículas con cubiertas ferruginizadas, existiese una configuración previa del fondo marino con dos tipos de relieves: unos positivos (montículos) y otros relativamente más bajos (depresiones). En el sector Septentrional estudiado en el presente trabajo, podría también aparecer esta configuración, que sería posible gracias a la reactivación de las paleofallas de la etapa de *rifting* anterior. Posiblemente corresponderían a estructuras distensivas de pequeño salto (dado los espesores de los materiales estudiados), que funcionaron diferencialmente en el periodo estudiado. Previamente, Ureta Gil (1985) no descarta que la tectónica sinsedimentaria tuviese un papel importante en el intervalo estudiado en la zona Septentrional de la Cordillera Ibérica. Fernández-López (1985), en su estudio en el Surco Ibérico Suroccidental de la Cordillera Ibérica, refiere que los materiales aalenenses, con naturaleza variable a escala kilométrica, son el resultado de una compartimentación tectónica de la Cuenca Ibérica, cuyos efectos sobre la morfología submarina fueron amortiguados por los efectos de la relación entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación, Goy *et al.* (1991) refirieron que en el sector central de la Cuenca Ibérica la compartimentación tectónica genera variaciones significativas, pudiendo mostrar la zona Opalinum espesores grandes en secciones como Fuentelsaz y Moyuela, y Cresta *et al.* (2001) señalan que la sedimentación del tránsito Toarciense-Aalenense en el GSSP de Fuentelsaz, tuvo lugar en uno de los bloques subsidentes controlado por fallas, integrado en una extensa plataforma epicontinental marina carbonatada, que estaba en conexión con condiciones marinas abiertas. Los mapas de isopacas de la zona de estudio mostrados en el capítulo de secuencialidad, correlaciones y mapas estratigráficos, revelan que el cambio más brusco en las geometrías comienza a producirse entre las secuencias de Opalinum y la de Murchisonae-Bradfordensis, a partir de la cual se evidencia una condensación progresiva. Para las secuencias de Concavum y Discites (donde aparecen de forma generalizada las partículas con cubiertas ferruginizadas más complejas) se observa la presencia de zonas con espesores mínimos de sedimentos, que podrían corresponder con zonas submarinas relativamente elevadas, en comparación con las áreas más marginales como el Sector Suroriental (E), o la sección de Tejada en el Sector Suroccidental (banda meridional).

La inestabilidad tectónica durante el intervalo estudiado ha sido propuesta en otras cuencas de la Península Ibérica. Los factores tectónicos juegan un papel importante en el espesor y distribución de facies de los materiales de la Fm. Rodiles en el intervalo Toarciense medio-superior (que corresponde con el Mb. Santa Mera) en Asturias, cuando el desarrollo de fallas extensionales se hace evidente, especialmente durante en el intervalo Aalenense-Bajociense. (Fernández-López y Suárez-Vega, 1979) propusieron que estas fallas extensionales conllevarían la ruptura de la

plataforma en bloques, produciendo importantes irregularidades en la cuenca, que serían evidenciadas por las importantes variaciones laterales de facies y espesores de los depósitos del intervalo Aalenense hasta el Bajociense Inferior. En la Cuenca Vasco-Cantábrica la inestabilidad tectónica queda reflejada en la rampa carbonática depositada durante el Jurásico Medio. La secuencia Aalenense en la cuenca Vasco-Cantábrica es generalmente más potente y más completa que en las otras cuencas, a pesar de que son comunes, especialmente en el dominio marginal SO, las discontinuidades sedimentarias, inconformidades y niveles condensados o resedimentados conteniendo fósiles reelaborados (Pujalte *et al.*, 1988; Fernández-López *et al.*, 1988). Se han descrito algunos casos de capas retrabajadas con fragmentos de huesos de vertebrados reelaborados en las áreas internas de la cuenca, como por ejemplo el surco Polientes-Tudanca (Canales *et al.*, 1993). El Bajociense fue un intervalo más estable para el desarrollo de rampas carbonatadas, y la subida o bajada del nivel del mar no generó grandes diferencias en distintas áreas de la cuenca.

La figura 12.4 muestra una reconstrucción paleogeográfica para el Toarciense del área del Tethys Occidental. En esta reconstrucción se ubica la Cuenca Ibérica en una latitud entre 20 y 30° N. En este periodo aún no se observa una disgregación de la Pangea, y en esta reconstrucción no aparecen reflejadas las manifestaciones volcánicas de la zona más meridionales de la Cuenca Ibérica.

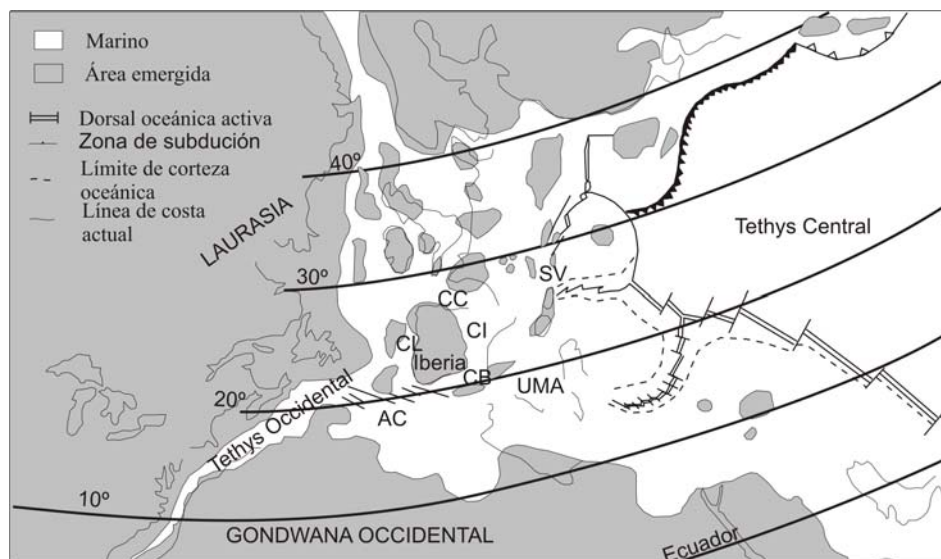


Figura 12.4. Reconstrucción paleogeográfica para el Toarciense del Tethys Occidental. CI: Cuenca Ibérica; CB: Cuenca Bética; CL: Cuenca Lusitánica; CC: Cuenca Cantábrica; AC: Atlas Central; UMA: Umbría-Marche-Apeninos; SV: Surco Vocotiense. Modificado de Sandoval *et al.* (2002).

12.6 ASOCIACIONES DE AMMONOIDEOS EN EL SUB-DOMINIO DEL OESTE DEL TETHYS

En el trabajo de Fernández-López *et al.* (1999) sobre los ammonoideos aalenenses, se hace referencia al contexto paleogeográfico de la Península Ibérica en el tránsito Jurásico Inferior-Medio. Durante este periodo existieron dos hábitats diferenciados: plataformas epicontinentales, situadas en áreas cratónicas inundadas por aguas someras, y cuencas de plataforma (*shelfal basin*), situadas en la plataforma continental en los que aparecen medios con condiciones marinas abiertas. En las márgenes Tethysica y Protoatlántica de la Plataforma Ibérica durante el Aalenense, aparecen dos

cuencas de plataforma: Las cuencas Bética y Lusitánica, entre las cuales se sitúan las plataformas epicontinentales marinas de la denominada Cuenca Ibérica. Los medios deposicionales de estas cuencas aalenenses oscilan entre plataforma externa somera y cuenca profunda.

En el Sub-dominio del Oeste del Tethys se incluyen tres provincias (Fernández-López *et al.*, 1999): **Provincia NO Europea** (Cuenca Ibérica NO, Inglaterra, N Francia, Cárpatos rumanos), **Provincia Sub-Mediterránea** (mares epicontinentales del N de África, Cuenca Lusitánica N, áreas SE de la Cuenca Ibérica, S y centro de Francia, S de Alemania, Suiza, Irán, Cáucaso), **Provincia Mediterránea o Tethysica W** (áreas oceánicas y de plataforma de N América, S España, Italia, Austria, Hungría, Bulgaria). Se indica que los taxones típicos del Norte de Europa son los Leioceratinae y Graphoceratinae, y que los taxones mediterráneos incluyen a los Hammatoceratinae, Grammoceratinae (*Vacekia*, *Asthenoceras*) y Erycitidae.

Henriques *et al.* (1996) resaltaron que las afinidades biogeográficas para el Aalenense inferior entre las cuencas Ibérica y Lusitánica eran mayores que aquellas entre la Cuenca Bética y los otros dominios. La conexión entre los dominios Béticos e Ibéricos debió efectuarse a través de las cuencas Lusitánica y Cantábrica. Se constatan pocas similitudes de asociaciones faunísticas entre las cuencas Ibérica, Lusitánica y Bética. Los Leioceratinae son pandémicos (especie distribuida ampliamente en varias áreas naturales), los Grammoceratinae son abundantes en la Cuenca Lusitánica y los Erycitidae, junto con los Phylloceratina y Lytoceratina en la Cuenca Bética. Para el Aalenense medio constatan una mayor diversificación de asociaciones de ammonioideos que en el Aalenense inferior. La zona Bradfordensis muestra asociaciones de fósiles con ciertas similitudes, a excepción de los Lytoceratina y Phylloceratina del Tethys. Durante el Aalenense superior aparecen muchos elementos comunes en las tres cuencas: Graphoceratinae, Erycitidae, Hammatoceratinae, Sonninidae y Ototidae son relativamente frecuentes. La conexión entre las cuencas Bética-Lusitánica-Ibérica, a través de la Cuenca Cantábrica, no debió mostrar barreras geográficas significativas. Por otra parte, la presencia de Phylloceratina en la Cuenca Ibérica y su ausencia en la Cuenca Lusitánica, sugiere una conexión directa entre las cuencas Bética e Ibérica.

Ureta Gil (1985) indicó que en el área de estudio, aparecen fundamentalmente Graphoceratidae. Se observa una presencia escasa de Hammatoceratidae y una práctica ausencia de Phylloceratina y Lytoceratina, así como de faunas boreales Erycitoides y Pseudolioceras. Todo esto permite enmarcar el área de estudio en la provincia NO Europea, del dominio del Tethys.

12.7 MARCO PALEOGEOGRÁFICO GLOBAL

La inestabilidad tectónica en el tránsito Jurásico Inferior-Medio ha sido documentada en diversos puntos de Europa Occidental. Hallam (2001) define el Aalenense como un notable episodio regresivo a nivel regional, relacionado con eventos tectónicos. El evento regresivo caracterizado en materiales aalenenses de Europa Noroccidental se relaciona con un abombamiento térmico en el Mar del Norte que presenta vulcanismo basáltico asociado, con subsiguiente colapso. Esto podría ser coherente con la acción de la tectónica de placas en la región Atlántica, posibilitando la apertura oceánica en la región del Mar del Norte. El fin de la extensión en esta zona sería simultáneo al comienzo de la extensión de fondo oceánico en la parte occidental de las Islas Británicas, sugiriendo una posible transferencia de energía del manto a zonas más occidentales.

En el trabajo de Ziegler (1990), se hace referencia a la ruptura de la Pangea durante el intervalo Jurásico-Cretácico Inferior, con la apertura del Atlántico Central y Norte, y del Tethys Oriental. El sistema de *rift*-desgarre Tethys-Atlántico Central-Caribe evolucionó durante el Jurásico como eje principal de ruptura del supercontinente (este eje estaba superimpuesto sobre la megasutura Hercínica que se originó al formarse la Pangea durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). Con la apertura de nuevas cuencas oceánicas durante el Jurásico Medio y Superior en el área Mediterránea, el Atlántico Central y el Caribe, Gondwana se separó de Laurasia, después de haber formado parte de la Pangea durante unos 100 millones de años.

Los eventos tectónicos principales que afectaron a los sistemas de *rift* del Atlántico y del Tethys se reflejan en el registro estratigráfico y en los patrones de subsidencia de las cuencas mesozoicas de Europa Central y Oriental. El periodo comprendido entre el Jurásico y el Cretácico Inferior se caracterizó por importantes fluctuaciones eustáticas (Haq *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1977). Este hecho, junto con la creciente inestabilidad tectónica de las márgenes del Tethys y del Atlántico, dieron lugar a un gran número de discontinuidades regionales, regresiones y transgresiones que pueden correlacionarse a lo largo de extensas áreas de Europa Central y Occidental.

Durante el Aalenense superior-Bajociense inferior, los mares Árticos se separan del Tethys y del Atlántico Central a la vez que un extenso arco se eleva en la parte central del Mar del Norte, el cual suministra el aporte detrítico a las cuencas adyacentes (Ziegler, 2004). La elevación de este arco estuvo asociada con un importante volcanismo, que pudo estar relacionado con una pluma mantélica de corta duración.

Ziegler (1990) apunta que en el Bajociense inferior comienzan a abrirse las primeras cuencas oceánicas, siendo los ejes oceánicos de expansión los océanos Atlántico Central y Piedemonte-Penínico, que estaban vinculados entre sí por la zona de fractura sinextral Azores-Gibraltar Magrebí.

Otras evidencias de actividad volcánica en relación con fenómenos de extensión cortical y creación de zonas de *rifting* las aportan Hunter *et al.* (2005) en referencia al volcanismo diacrónico y la sedimentación relacionados con las fases de *rifting* en materiales del Jurásico Medio de áreas Antárticas. Estos autores han datado mediante el método U-Pb circones del denominado *Botany Group* que demuestran que la sedimentación de los depósitos de esta unidad tuvo lugar en el límite Bajociense-Bathonense (alrededor de 167 m. a.), simultáneamente con el volcanismo relacionado con el *rift* en la parte septentrional de la Península Antártica. Sin embargo, en la parte meridional de esta península, el volcanismo relacionado con el *rift*, así como la sedimentación de los materiales en la denominada Cuenca de Latady, comenzaron a actuar en el tránsito Pliensbachiense-Toarciense (alrededor de 183 m. a.). Estos datos indican que en la Península Antártica la sedimentación sin-*rift* y el volcanismo fueron diacrónicos de sur a norte, lo cual es consistente con la apertura temprana del Mar de Weddel, por la rotación anti-horaria de la península en el Jurásico Medio. Estos datos nos muestran una inestabilidad tectónica muy generalizada (Fig. 12.5), mostrando evidencias de fenómenos de volcanismo y extensión cortical para el tránsito entre el Jurásico Inferior y Medio.



Figura 12.5. Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico. Tomada de Wicander y Monroe (2004).

Los análisis de isótopos de carbono de madera fósil del Grupo Ravenscar, ponen de manifiesto una excursión significativa de los isótopos ligeros ($\delta^{13}\text{C}$ entre -3 y -4‰) cerca del límite Aalenense-Bajociense (~ 174 m. a.) en Yorkshire, NE Inglaterra (Hesselbo *et al.* 2003). Los autores señalan que a pesar de que la coincidencia de episodios de perturbaciones mayores del ciclo del carbón y de pulsos de magmatismo basáltico, que son cada vez más evidentes en cuanto que hay mejores dataciones para las grandes provincias ígneas, no se puede asociar la excursión negativa que ellos encuentran con ninguna provincia ígnea de gran envergadura. Apuntan que el intervalo Aalenense-Bajociense inferior parece coincidir con la generación de la Placa Pacífica, y con el pulso generalizado de magmatismo relacionado con subducción (Bartolini y Larson, 2001) y la deformación continental en las márgenes de la Pangea, como se observa en ejemplos del Jurásico de la parte occidental de los Estados Unidos (Bjerrum y Dorsey, 1995).

La configuración paleogeográfica propuesta en el trabajo de Cope *et al.* (1992) para Europa Noroccidental en el Jurásico Medio muestra un cambio notable a partir del inicio del Aalenense, que fue causada por una caída del nivel del mar en el Toarciense superior, conjuntamente con la elevación del domo en la parte central del Mar del Norte, con volcanismo asociado. El relieve de las zonas emergidas no era equivalente al actual, pero en determinados periodos debió ser lo suficientemente desarrollado como para aportar volúmenes suficientes de sedimentos en las cuencas noroccidentales europeas. De acuerdo con la influencia de los patrones sedimentarios, las áreas de mayor relieve fueron posiblemente los *highlands* escoceses, las masas continentales escandinavas y los flancos del *rift* del Mar del Norte central. Si estas áreas alcanzaron los 500 m por encima del nivel del mar, entonces la altura de otras áreas emergidas menos acusadas, como las masas continentales inglesas, belgas y galesas, raramente excederían los 150 m en todo el intervalo de emersión. La escasez de grandes masas continentales en el área británica, en las cuales se pudieran desarrollar importantes sistemas fluviales sugiere que en muchos casos, pequeños arroyos desarrollarían límites de zonas deltaicas coalescentes, formando así llanuras costeras con líneas de costa en las que se desarrollaría bahías. Las masas continentales estarían rodeadas por mares someros epicontinentales. Hay evidencias de acción de tormentas, asociadas a débiles corrientes mareales, y se asume que las corrientes producidas por las tormentas tendrían mayor relevancia en el transporte de los terrígenos hacia medios más distales. El volcanismo jurásico muestra un periodo de máxima actividad en el Jurásico Medio. En la zona noroccidental europea se identifican evidencias de vulcanismo en la dorsal de Rona (N de Escocia), en la sub-cuenca de Egersund (Noruega), en las

ramas norte y sur del *Viking Graben* (Mar del Norte) y en la parte meridional de Suecia y al oeste de Inglaterra se sugiere la posibilidad de existencia de edificios volcánicos asociados a las márgenes del surco Rockall-Faeroe.

Como se puede apreciar, el tránsito Jurásico Inferior-Medio es un momento de inestabilidad tectónica generalizada, no sólo en el área del Tethys, sino a escala global. Las manifestaciones volcánicas son frecuentes, aunque diacrónicas, y las áreas emergidas documentadas no mostraban grandes relieves, sino que corresponderían con terrenos peniplanizados.

En cuanto a las posibles bandas climáticas, Rees *et al.* (2000) reconocen cinco Zonas Climáticas Globales, o Biomas, para el Jurásico, en base a la morfología foliar de las plantas, que sería reflejo de las condiciones ambientales, mostrando patrones fitogeográficos, que están en íntima relación con el ratio evaporación/precipitación. La mayor productividad y diversidad de plantas en el Jurásico se encontraba en latitudes medias, donde los bosques estaban formados por helechos, cicadofitas, esfenofitas, pteridospermas y coníferas. La vegetación de latitudes bajas era xeromórfica (adaptada a medios secos), y los bosques aparecían de forma puntual, formados por coníferas y cicadofitas de hoja pequeña. La vegetación polar estaba dominada por coníferas de grandes hojas y ginkgofitas aparentemente de hoja caduca. La vegetación de zonas tropicales, si llegaba a aparecer, era muy restringida. Los cinco biomas identificados corresponden con climas estacionalmente secos (verano húmedo o subtropical), clima desértico, clima estacionalmente seco (invierno húmedo), clima templado y clima frío. Los límites entre estos biomas se mantuvieron fijos, en función de la paleolatitud, aunque las masas continentales se movieran (hacia el sur en el caso de la placa Euroasiática y hacia el norte en el caso de la Norte América). Los cambios globales netos a lo largo del Jurásico parecen haber sido mínimos. La figura 12.6 muestra la distribución latitudinal de estos biomas para el Pliensbachiense y para el Calloviense.

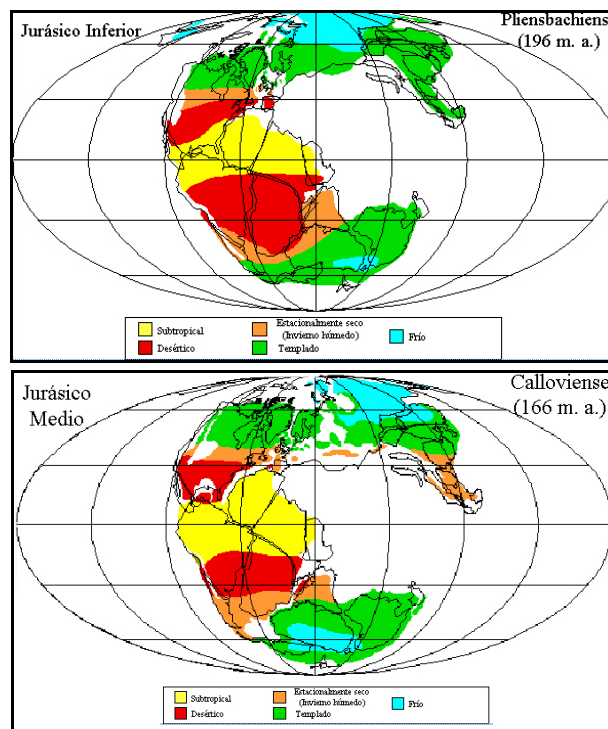


Figura 12.6. Zonas Climáticas Globales o Biomas propuestos para el Jurásico Inferior y Medio. Tomado y modificado de Rees *et al.*(2000).

Podemos observar que la Cuenca Ibérica no sufre grandes variaciones paleolatitudinales y que el clima se mantiene relativamente estable entre climas desérticos en el Jurásico Inferior, llegando a desarrollarse climas estacionalmente secos (con inviernos húmedos) en la parte alta del Jurásico Medio. En áreas relativamente cercanas actualmente a la zona de estudio de este trabajo y de edad equivalente (el GSSP de Fuentelsaz) Barrón *et al.* (2000) y Cresta *et al.* (2001), citan la presencia de palinomorfos de coníferas del tipo cupresáceas. Junto a estos fósiles continentales, aparecen asociaciones de palinomorfos de afinidades marinas, como acritarcos, quistes de dinoflagelados y otros restos de microplancton de pared orgánica como las Tasmanáceas.

Todos los datos expuestos nos permiten enmarcar el área de trabajo en un contexto tectónicamente activo para el intervalo estudiado, caracterizado por unas bandas climáticas latitudinales bastante estables. La inestabilidad tectónica no sólo se manifiesta por la aparición de fenómenos de volcanismo o hidrotermalismo, sino por la existencia de un gran número de discontinuidades regionales, que pueden correlacionarse a lo largo de extensas áreas de Europa Central y Occidental.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL CAPÍTULO

Las partículas con envueltas ferruginizadas que aparecen en los materiales aalenienenses-bajocienses de la Cordillera Ibérica Septentrional aparecen ligadas a momentos con bajo aporte sedimentario y periodos de exposición submarina prolongada. Como evidencia el contenido en ammonoideos, la entidad de las discontinuidades que afectan a estas secuencias llega a ser del rango de laguna estratigráfica de al menos una subzona. Las discontinuidades erosivas que aparecen, suelen estar fosilizadas por niveles de removilización que contienen fósiles reelaborados de biozonas anteriores. Esto implica la existencia de un momento de alta energía que removilece y exhume restos previamente depositados y enterrados, y los mezcle con fósiles posteriores. Otros niveles de discontinuidad son los formados por sistemas de perforaciones vinculadas al desarrollo de *hard-grounds*, que implican prolongados momentos de exposición del fondo marino sin depósito de sedimentos.

Las secuencias definidas para el intervalo estudiado, muestran un progresivo cambio en las condiciones sedimentarias de la cuenca. Las secuencias establecidas en base a la presencia de unas discontinuidades que aparecen en la mayor parte de los sectores estudiados, implican una configuración compleja de esta cuenca. Esto se pone de manifiesto por el desarrollo de las diferentes secuencias tipo que se reconocen en las distintas secuencias estratigráficas, y por el carácter progresivamente más condensado que adquieren desde las secuencias más antiguas a las más modernas. Estos datos apuntan a la acción de estructuras sinsedimentarias entre los distintos sectores dentro de un mismo intervalo temporal, y además se evidencia un cambio evolutivo en la cuenca a lo largo de todo el periodo estudiado. El tránsito Jurásico Inferior-Medio parece ser un periodo en el que se constata cierta inestabilidad tectónica. Una señal de esa inestabilidad tectónica sería la presencia de fenómenos de volcanismo en el ámbito de la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico en general, y durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en particular, sugiriendo la existencia de una etapa de estiramiento cortical en la Cuenca Ibérica.

El conjunto de los datos sedimentológicos y del análisis de las microfacies, junto con las evidencias paleoecológicas y tafonómicas, nos ha permitido definir claramente dos dominios diferenciables en los sectores estudiados en este trabajo: un dominio con sedimentación condensada y secuencias limitadas por discontinuidades, correspondiente a los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental y un dominio con sedimentación más expandida, sin grandes discontinuidades que limiten las secuencias, a excepción de la base, correspondiente con el Sector Nororiental. Hemos constatado que el Sector Nororiental corresponde con un tipo de sedimentación muy diferente del resto, con afinidades a los materiales de igual edad que aparecen en la Cordillera Cantábrica. Esto implica que en el intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior, debieron estar ubicados en un contexto sedimentario diferente al resto de sectores, con un tipo de subsidencia diferencial particular. Por otra parte, el Sector Noroccidental, a pesar de presentar las mismas secuencias que el resto de sectores, tiene un desarrollo de facies muy particular. Posiblemente represente un área, que en el momento de deposición de los materiales, estuviese en una posición paleogeográfica con características propias en cuanto a estilo de sedimentación.

Estos datos parecen indicar que el tránsito Jurásico Inferior-Medio en la zona meridional de la Cuenca Ibérica estuvo enmarcado en un contexto distensivo. En la parte Septentrional de la Cordillera Ibérica no se han encontrado evidencias directas de volcanismo en los materiales estudiados, si bien, en el apartado de análisis de los elementos de las tierras raras del capítulo de la partículas con cubiertas ferruginizadas, se observaba una similitud en los patrones de tierras raras de los materiales volcánicos del SE de la Cordillera Ibérica y de los materiales con partículas ferruginizadas de la zona más septentrional. Este contexto distensivo facilita una interpretación del área de estudio, en la que se ha constatado una gran variación de facies en los materiales estudiados. Esta variación podría estar relacionada con la existencia de diferentes subdominios en la plataforma epicontinental, en los cuales la tectónica distensiva podría haber actuado mediante fracturas extensionales, que configurasen una estructuración del fondo en surcos y umbrales, posibilitando la sedimentación sincrónica de materiales con diferentes texturas. La inestabilidad tectónica durante el intervalo estudiado ha sido propuesta en otras cuencas de la Península Ibérica, como en Asturias o la Cuenca Vasco-Cantábrica, y ha sido documentada en diversos puntos de Europa Occidental. De hecho, el tránsito Jurásico Inferior-Medio es un momento de inestabilidad tectónica generalizada, no sólo en el área del Tethys, sino a escala global. Las manifestaciones volcánicas son frecuentes, aunque diacrónicas, y las áreas emergidas documentadas no mostraban grandes relieves, sino que corresponderían con terrenos peniplanizados.

En cuanto a la paleoclimatología, la Cuenca Ibérica no sufre grandes variaciones paleolatitudinales y que el clima se mantiene relativamente estable entre climas desérticos en el Jurásico Inferior, llegando a desarrollarse climas estacionalmente secos (con inviernos húmedos) en la parte alta del Jurásico Medio.

Los datos expuestos nos permiten enmarcar el área de trabajo en un contexto tectónicamente activo para el intervalo estudiado, caracterizado por unas bandas climáticas latitudinales bastante estables. La inestabilidad tectónica no sólo se manifiesta por la aparición de fenómenos de volcanismo o hidrotermalismo, sino por la existencia de un gran número de discontinuidades regionales, que pueden correlacionarse a lo largo de extensas áreas de Europa Central y Occidental.

13.1 INTRODUCCIÓN

A lo largo de este trabajo hemos ido abordando una serie de aspectos de estudio, que han sido desarrollados de forma independiente y que se han tratado de contrastar entre ellos e integrar en un modelo. Desde un punto de vista estratigráfico hemos identificado diferentes unidades limitadas por discontinuidades, que nos han permitido definir secuencias estratigráficas. De forma independiente hemos estudiado las microfacies, las partículas con cubiertas ferruginizadas, la paleoecología y la tafonomía, definiendo etapas, secuencias y eventos cuya correlación con las secuencias establecidas en base a la bioestratigrafía nos han permitido integrar todos los datos en un contexto biosedimentario. La interpretación de estos nos ha permitido discernir una serie de parámetros deposicionales y geoquímicos, con los que hemos intentado definir un posible modelo tectono-sedimentario del área de estudio susceptible de integrar todos los datos. Este capítulo de discusión trata de resumir los resultados obtenidos en los capítulos previos, e integrarlos en un modelo generalizado para la Cordillera Ibérica Septentrional en el tránsito Jurásico Inferior-Medio. Finalmente hemos tratado de evaluar el potencial que pueden tener los enfoques de tipo multidisciplinar, al tiempo que dejamos planteadas las que, en nuestra opinión, pudieran ser futuras líneas de investigación para permitir un avance significativo en el conocimiento de este intervalo temporal.

13.2 CONSIDERACIONES SOBRE EL MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO Y LITOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El estudio de los materiales depositados en el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la Cordillera Ibérica Septentrional nos ha permitido diferenciar cuatro sectores principales: Sector Suroccidental, Sector Suroriental, Sector Noroccidental y Sector Nororiental, que se diferencian entre sí por presentar unas características sedimentológicas particulares. Se ponen de manifiesto una serie de discontinuidades ubicuas en el área de estudio, que han permitido delimitar cinco secuencias estratigráficas principales. La figura 13.1 muestra una proposición de diagrama cronoestratigráfico de los distintos sectores establecidos en la Cordillera Ibérica Septentrional para el intervalo estudiado, junto con las unidades litoestratigráficas reconocidas.

En el diagrama cronoestratigráfico se han indicado con una serie de tramas, las particularidades litológicas de los materiales, con el fin de resaltar las peculiaridades de los diferentes sectores. Se han agrupado en función de la semejanza entre los sectores. De este modo, los sectores Suroccidental (noroccidental y meridional) y Suroriental (occidental y oriental) aparecen separados de los otros dos sectores restantes. El Sector Noroccidental es más parecido a estos sectores que el Nororiental, como se puede apreciar por la posición de las discontinuidades que delimitan las secuencias.

En cuanto a las unidades litoestratigráficas, la figura 2.5 (capítulo de Marcos geográfico, geológico y estratigráfico, apartado 2.3.2 Litoestratigrafía) muestra que en las áreas Demanda-Cameros y Madero-Moncayo la Fm. Calizas nodulosas de Casinos (Gómez *et al.*, 2003), tiene asignada una edad Toarciense superior-Aalenienso medio y que la Fm. Calizas de El Pedregal (Gómez y Fernández-López, 2004), tiene asignada una edad Aalenienso medio-Bajociense superior. Estas formaciones se han reconocido en el área de estudio, pero proponemos variaciones en sus límites. En este trabajo asignamos una edad Aalenienso inferior-medio (límite entre zonas Opalinum

y *Murchisonae*) al límite superior de la Fm. Turmiel, una edad Aalenense medio-Bajociense inferior (*Murchisonae*-Discites) a la Fm. Casinos y una edad Bajociense inferior (límite entre zonas Discites y *Laeviuscula*) a la base de la Fm. El Pedregal en nuestra zona de estudio. Las alternancias de calizas y margas características de la Fm. Turmiel se reconocen de forma inequívoca en la base de las secciones de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. Lo mismo sucede con las calizas *mudstone* y *wackestone* de microfilamentos con equinodermos y pelets, que pueden tener intercalaciones o interestratos de margas, características de la Fm. El Pedregal, que se reconocen en el techo de las series. El mayor problema lo encontramos al tratar de correlacionar las litologías heterogéneas que reconocemos entre ambas formaciones. Si seguimos las unidades propuestas recientemente, habría que hacer asimilar estas litologías con la recientemente nombrada Fm. Casinos. Los materiales estudiados corresponden con calizas *wackestone-packstone*, y a veces calizas *mudstone* en determinados sectores, en las que aparecen partículas ferruginizadas, con diferente grado de evolución, y en distinta posición estratigráfica, no limitándose únicamente al techo de la formación. La mayor crítica a hacer equivalentes estos materiales con la Fm. Casinos radica en el hecho que correspondería con una unidad limitada por discontinuidades regionales, y que presenta abruptos cambios de litología en los distintos sectores. Otro problema lo constituyen las discontinuidades internas asociadas a este paquete de materiales, que llegan a estar afectados por lagunas estratigráficas que abarcan al menos una Subzona. Así pues, se podría hacer equivaler a este conjunto de materiales con la Fm. Casinos, pero teniendo en cuenta estas limitaciones.

En el caso del Sector Nororiental, al mostrar unas características sedimentarias tan específicas, no se reconocen estas unidades litoestratigráficas. Se identifica una alternancia de niveles margosos y calcáreos poco bioclásticos durante todo el intervalo de estudio, por lo que no se podría asignar este tramo a la Fm. Turmiel, ya que de hacerlo así, en este Sector tendría un desarrollo mucho más extenso que en el resto de la Cordillera Ibérica. Además, en este caso, el límite superior de la formación sobrepasaría la edad Aalenense, llegando incluso a aparecer en el Bajociense inferior y con un desarrollo de litologías diferente al de la definición de dicha formación. Una posibilidad de solventar este problema, sería establecer una nueva unidad litoestratigráfica informal para este sector, que recogiera las características tan específicas de este área y que correspondiera con un equivalente lateral de las tres unidades litoestratigráficas reconocidas en el resto de sectores estudiados en este trabajo y otras partes de la Cordillera Ibérica. Dado que este objetivo que no estaba contemplado en los propuestos inicialmente en este estudio, y entendiendo que dicha asignación requeriría estudios complementarios, como segunda opción cabría la posibilidad de hacerla equivaler con las unidades litoestratigráficas propuestas para la Cuenca Vasco-Cantábrica, debido al parecido de las facies del Sector Nororiental con esta cuenca. En el capítulo de Marcos geográfico, geológico y estratigráfico, vimos que la Fm. Castillo Pedroso aparece en la Cuenca Vasco-Cantábrica desde la base del Toarciense hasta el Bajociense inferior. Esta unidad está formada por alternancias de calizas y margocalizas con margas grises y negras. En el oeste de la Cuenca Vasco-Cantábrica, estos depósitos forman una secuencia carbonática estratocreciente, cuya base es marcadamente margosa, y que se vuelve más calcárea en el desarrollo de la secuencia. En el este los depósitos muestran una tendencia cíclica, con intervalos margosos que se desarrollan en mayor medida en la parte media de la unidad. Las facies calcáreas, comprenden fundamentalmente desde *mudstones* a *wackestones*, mostrando comúnmente trazas de bioturbación (*Chondrites*), con intervalos esporádicos *packstone* y *grainstone*, generalmente en la parte superior de la unidad. El contenido fósil incluye ammonoideos, belemnites, braquiópodos, pelecípodos y foraminíferos nodosariáceos. Varios estudios en detalle de la paleontología y la bioestratigrafía de

los ammonoideos en el surco Polientes-Tudanca, han permitido la identificación de todas las zonas del Toarciense a lo largo de la secuencia (Fernández-López *et al.*, 1988). Por lo tanto, las facies del surco Polientes-Tudanca parecen ser equiparables a las observadas en el Sector Nororiental. Además se ha detectado tanto en el surco Polientes-Tudanca como en el dominio marginal SW de la Cuenca vasco-Cantábrica una discontinuidad en la base del Aaleniense (Zona Opalinum) (Fernández-López *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Canales *et al.*, 1993), que es equivalente a la detectada en el Sector Nororiental de la zona de estudio.

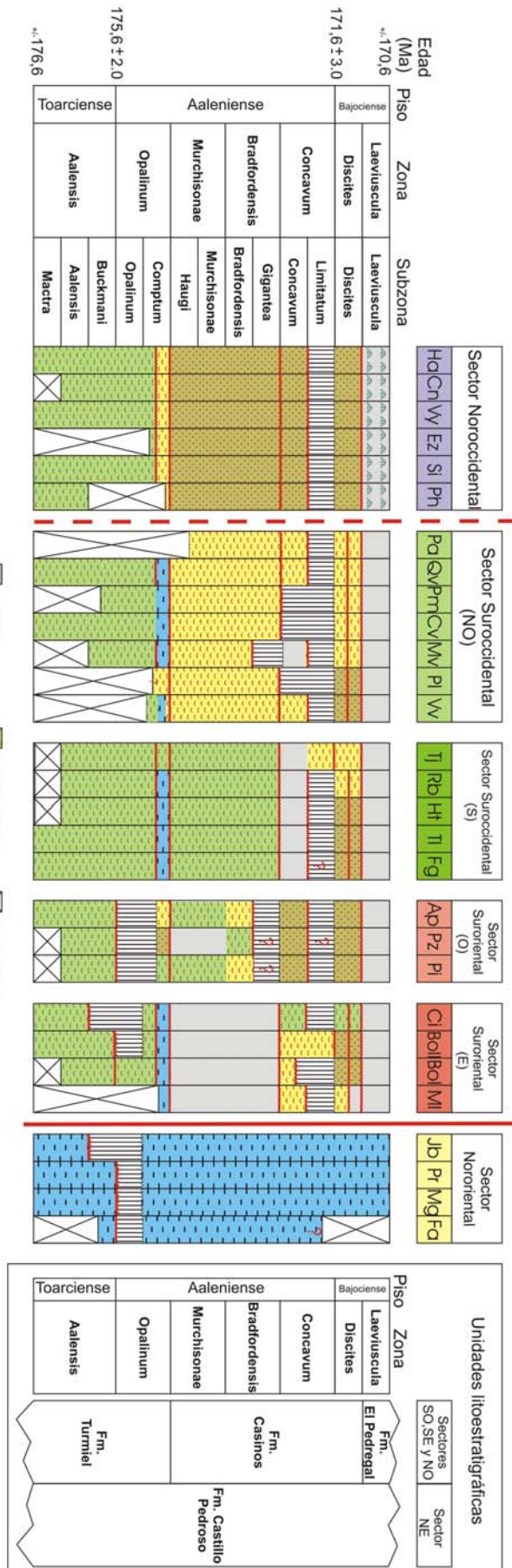


Figura 13.1. Diagrama Cronoestratigráfico del Sector Septentrional de la Cordillera Ibérica para el intervalo estudiado y unidades litoestratigráficas reconocidas. Las edades han sido tomadas del trabajo de Gradstein *et al.* (2004).

13.3 CONSIDERACIONES EN CUANTO A LAS MICROFACIES

El estudio de la microfacies nos ha permitido definir 13 tipos distintos en los materiales analizados. Hay que resaltar que el objetivo principal de este estudio no ha sido constatar las diferentes tipologías de rocas, ya que esto se consigue *de visu* en las muestras de mano en el campo, sino diferenciar los aloquímicos que aparecen en los materiales. Debido al tamaño microscópico de los microfósiles, es necesario realizar estos estudios para observar la relación de éstos con la matriz que los engloba, y para poder realizar inferencias paleoecológicas y tafonómicas con ellos. Si proyectamos la posición estratigráfica de las microfacies definidas en los sectores estudiados (Fig. 13.2), vemos que el establecer una división tan minuciosa dificulta el poder reconocer pautas generales en cuanto a grupos de facies. Esto es fácilmente explicable si tenemos en cuenta que no es ese el objeto de la diferenciación de las agrupaciones de aloquímicos (bioclastos, intraclastos y extraclastos), ya que en un mismo tramo estratigráfico, pueden aparecer diferentes microfacies, con cambios tanto espaciales (laterales), como en el tiempo (verticales).

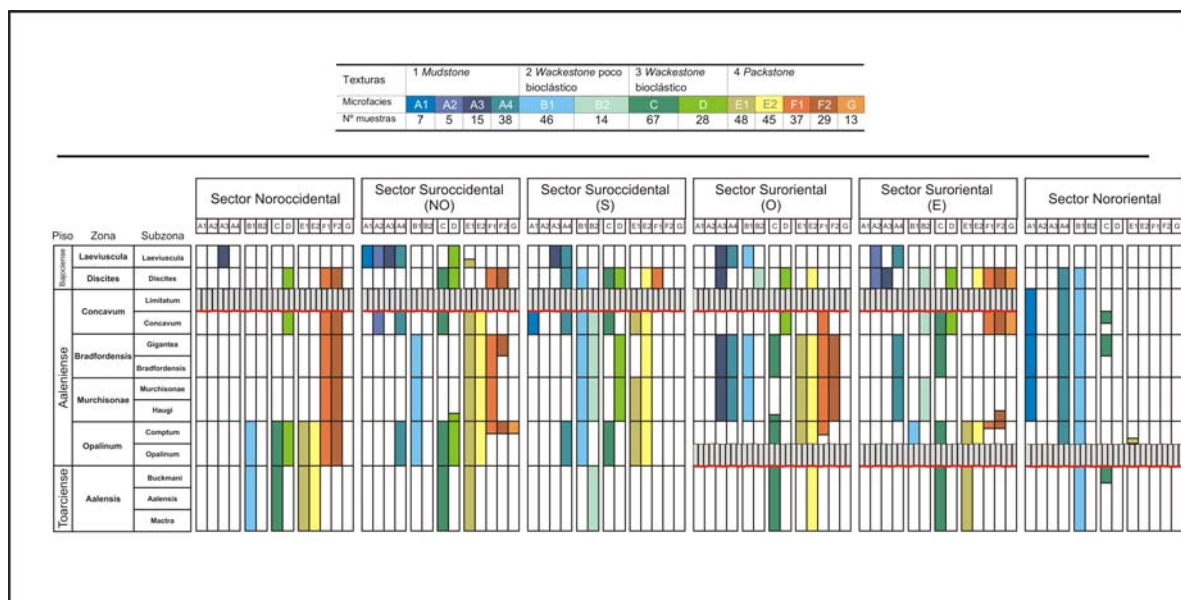


Figura 13.2. Posición estratigráfica de cada una de las microfacies identificadas en los diferentes sectores analizados.

El hecho de poder encontrar diversos tipos de microfacies en un mismo sector, nos muestra en realidad variaciones espaciales en los aloquímicos que aparecen, lo cual es factible, teniendo en cuenta las particularidades de los materiales estudiados. Como ya hemos constatado en la figura 13.1, las grandes agrupaciones de facies son bastante heterogéneas en el intervalo Aaleniano medio-Bajociano inferior, por lo que cabría esperar que los aloquímicos que las componen también varíen a nivel microscópico. Hay que recordar que la recogida de muestras para este tipo de análisis se realizó de forma sistemática, al diferenciar en campo los distintos tramos litológicos y muestrear la base, la parte media y el techo de cada uno de ellos. Por consiguiente, aún en el caso de realizar muestreos capa a capa, como ha sido el caso de los ejemplares de ammonoideos, es esperable que la inhomogeneidad de microfacies persistiese, siempre y cuando mantuviéramos el criterio seleccionado a la hora de describir los materiales. Hay que enfatizar el hecho de que la descripción de cada lámina delgada ha sido lo más exhaustiva posible, por lo que encontrar similitudes y diferencias entre ellas ha sido un proceso integrador de muchos datos. Si el criterio establecido para

hacer divisiones hubiese sido otro que el aquí utilizado (identificar los diferentes aloquímicos, observando sus relaciones entre ellos mismos y la matriz, así como factores de alteración fosildiagenética) los grupos establecidos habrían sido de otra índole. Un estudio de microfacies se puede enfocar desde diversos puntos de vista para tratar de poner en evidencia factores mineralógicos, petrológicos, diagenéticos, paleontológicos, microestructurales etcétera. Podría ser criticado que las microfacies propuestas no cumplen el cometido de las microfacies estándar propuestas por Wilson (1975), pero precisamente, al no representar medios sedimentarios bien definidos, no permiten este tipo de consideraciones generales. Mediante las microfacies estudiadas no se pueden definir medios sedimentarios típicos, ya que el Aalenense es un periodo muy particular en cuanto a desarrollo de facies, y muchos de los materiales están representando sedimentos con una baja tasa de sedimentación, reflejando las microfacies una variedad de procesos superpuestos, entre los que se incluye la bioturbación, que hacen perder la textura original de deposición. A ello hay que sumar el alto contenido en hierro que acompaña a estas microfacies, apareciendo bajo diversas mineralogías y precipitando en diferentes microambientes.

13.4 CONSIDERACIONES EN CUANTO A SECUENCIALIDAD, CORRELACIONES Y MAPAS ESTRATIGRÁFICOS

Las secciones descritas en cada uno de los cuatro sectores estudiados (Suroccidental, Suroriental, Noroccidental y Nororiental), han sido correlacionadas para reconocer la distribución espacio-temporal de los materiales. En los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental se han definido las secuencias como secuencias limitadas por discontinuidades, ya que el contenido fósil, concretamente la distribución de los ammonioideos, nos ha permitido marcar los límites con una gran precisión. Se han identificado cinco secuencias principales, que muestran diferencias en el desarrollo tanto espacial como temporal: Secuencia 1 (Zona Aalensis *p.p.*-Subzona Comptum *p.p.*), Secuencia 2 (Subzona Comptum *p.p.*), Secuencia 3 (Zonas Murchisonae-Bradfordensis), Secuencia 4 (Subzona Concavum) y Secuencia 5 (Zona Discites). Sin embargo, en el Sector Nororiental, se han diferenciado diez secuencias, cuyos límites, a excepción de la secuencia 1, no corresponden con discontinuidades. Se han definido la Secuencia 1 (Zona Aalensis), Secuencia 2 (Subzona Comptum *p.p.*), Secuencia 3 (Subzona Comptum *p.p.*), Secuencia 4 (Subzonas Haugi-Murchisonae), Secuencia 5 (Subzona Murchisonae *p.p.*), Secuencia 6 (Subzona Bradfordensis *p.p.*), Secuencia 7 (Subzona Bradfordensis *p.p.*), Secuencia 8 (Subzonas Bradfordensis *p.p.*-Gigantea), Secuencia 9 (Subzonas Concavum-Limitatum *p.p.*) y Secuencia 10 (Subzonas Limitatum *p.p.*-Discites *p.p.*). Los cuatro sectores estudiados se caracterizan por presentar diferentes patrones sedimentarios, y en cada uno de ellos las secuencias identificadas tienen unas características peculiares. Las secuencias definidas tienen en conjunto una tendencia a representar progresivamente series más condensadas a lo largo del intervalo estudiado, como muestran tanto las correlaciones estratigráficas como los mapas de isopacas.

El conjunto de los datos sedimentológicos nos ha permitido definir claramente dos dominios diferenciables en los sectores estudiados en este trabajo: un dominio con sedimentación condensada y secuencias limitadas por discontinuidades, correspondiente a los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental y un dominio con sedimentación más expandida, sin grandes discontinuidades que limiten las secuencias, a excepción de la base, correspondiente con el Sector Nororiental. Hemos constatado que el Sector Nororiental corresponde con un tipo de sedimentación

muy diferente del resto, con afinidades a los materiales de igual edad que aparecen en la Cordillera Cantábrica.

Los sucesivos mapas de isopacas muestran la existencia de factores que debieron cambiar las condiciones de sedimentación en los distintos sectores. Una causa posible es la actuación de una tectónica sinsedimentaria, que aunque no generase grandes depocentros, pudo causar basculamientos importantes, funcionando de forma diferencial a partir de la Zona Opalinum del Aalenense (Subzona Comptum). El cambio más acusado en la distribución vertical de los materiales se observa a partir del Aalenense medio (Secuencia 3 Murchisonae-Bradfordensis), donde las potencias de las secuencias restantes se reducen en todas las secciones estudiadas de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. En el Sector Nororiental también se evidencia un cambio a partir de la S4 (Haugi-Murchisonae *p.p.*), pero con la tendencia contraria: se incrementa la potencia durante las Zonas Murchisonae-Bradfordensis.

Se proponen una serie de secuencias estratigráficas tipo en cada sector para cada secuencia estratigráfica. Para ver la variación temporal y espacial de los sedimentos que las componen, se han proyectado en los mapas de isopacas realizados para cada zona bioestratigráfica del Aalenense y para la zona Discites del Bajociense (figuras 13.3 a 13.6).

La evolución de las potencias sedimentarias de las secuencias identificadas sigue dos tendencias, que corresponden con los dos dominios identificados:

1) Sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental (**disminución progresiva de espesores en el intervalo estudiado**): El mayor desarrollo de espesores aparece en las secuencias S1 y S2, y corresponde con las zonas Aalensis *p. p.* y Opalinum. Dentro de la Subzona Comptum se observa una importante basculación de los depósitos. A partir de la Zona Opalinum se observa una disminución progresiva del espesor de los sedimentos, que alcanza los valores mínimos en la zona Discites del Bajociense inferior.

2) Sector Nororiental (**disminución-aumento-disminución de espesores en el intervalo estudiado**): La S1 correspondiente a este sector aparecería dentro de materiales de edad estrictamente Toarciense, por lo que no se ha proyectado en la figura 13.3, que corresponde a la zona Opalinum. Pero como se puede observar en las figuras 9.1 y 9.7 (capítulo de Secuencialidad, correlaciones y mapas estratigráficos) tiene una cierta variabilidad de espesores entre las secciones estudiadas. En las secciones donde aparece más completa, se aprecia que la S1 suele tener mayor potencia sedimentaria que la S2. En el techo de la S1 aparece la mayor discontinuidad reconocida en todo el sector, con una laguna estratigráfica que abarca al menos la Subzona Opalinum. La S3 corresponde a sedimento depositados en la Subzona Comptum, con espesores parecidos a la secuencia anterior. El conjunto S4-S8, a diferencia de lo que se observa en el otro dominio, es el conjunto de secuencias que presenta el mayor desarrollo de espesores en este sector, pudiendo llegar a diferenciarse cinco secuencias que corresponden en conjunto con las Zonas bioestratigráficas Murchisonae y Bradfordensis. El conjunto S6-S8 (Zona Bradfordensis) tiene unas potencias ligeramente mayores que el conjunto S4-S5 (Zona Murchisonae), por lo que los máximos depocentros se desarrollarían en este sector durante la Zona Bradfordensis. El conjunto S9-S10 (Zona Concavum-Zona Discites *p.p.*), al igual que sucedía en el otro dominio estudiado, muestra una reducción de los espesores sedimentarios respecto a los grupos de secuencias anteriores, si bien, la secuencia S9 en Préjano y Muro de Aguas adquiere unos espesores muy destacables.

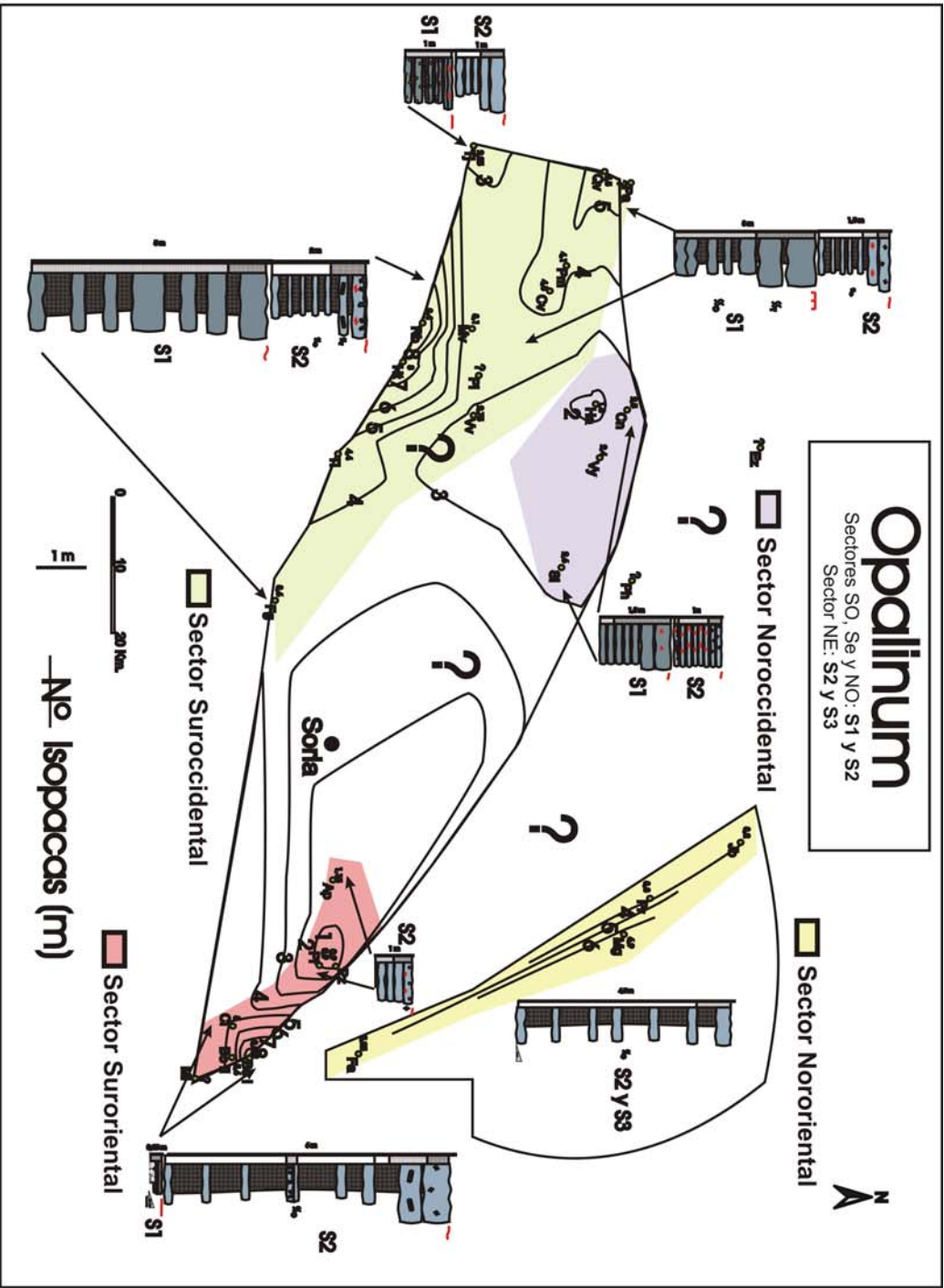


Figura 13.3. Distribución de las secuencias tipo que forman parte de la Zona Opalium. Nótese que en algunos casos sólo se incluye la secuencia 2, que representa el espesor correspondiente a los materiales de la Zona Opalium. En otros casos parte de la secuencia 1 tiene edad Toarciense superior aunque a efecto secuencial se representa la secuencia tipo completa, pero en el mapa de isopacas se refleja únicamente la parte proporcional a la Zona Opalium. Recuérdese que la nomenclatura para el sector Nororiental es distinta.

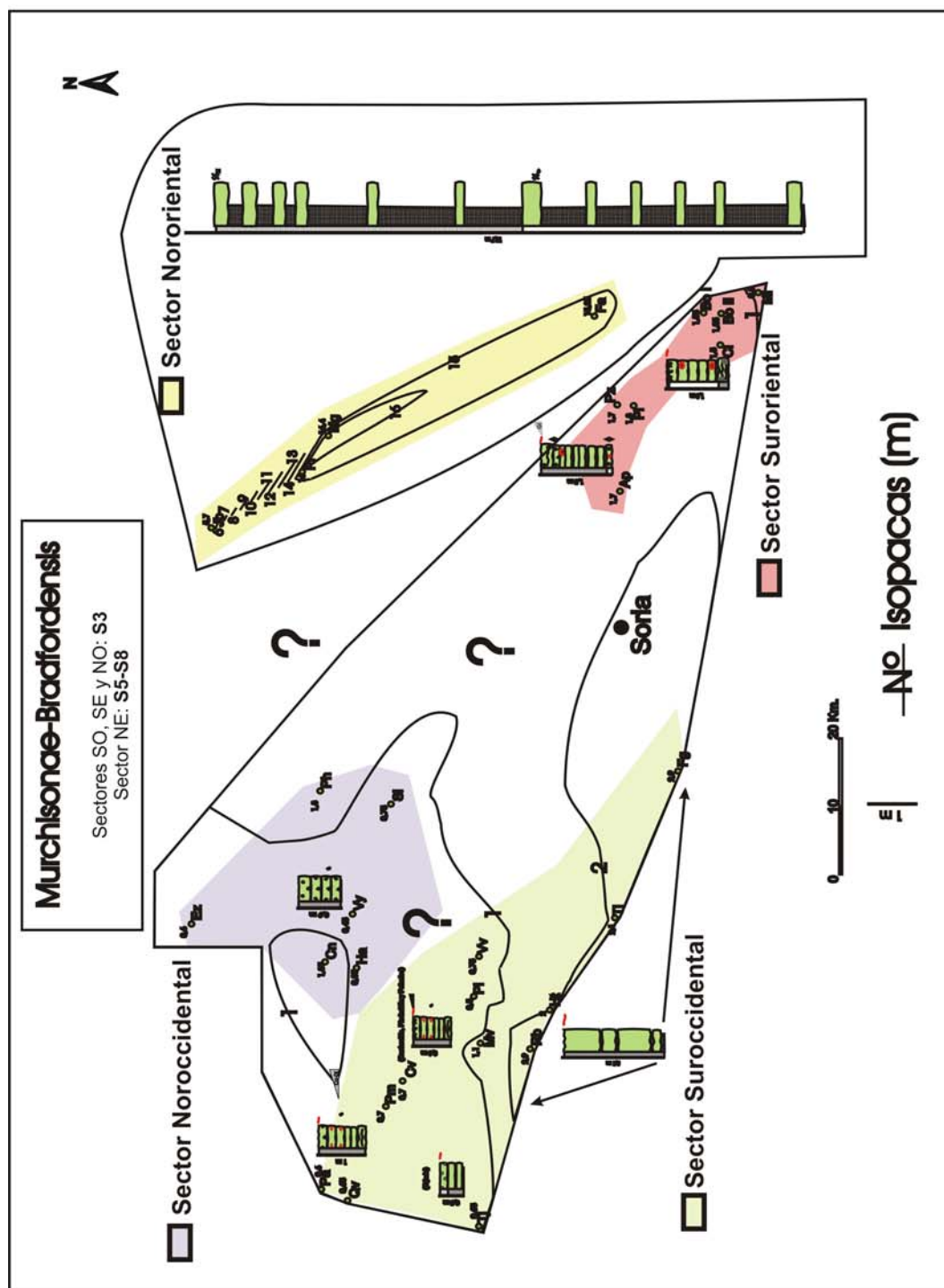


Figura 13.4. Distribución de las secuencias tipo que forman parte de las Zonas Murchisonae-Bradfordensis. En el Sector Nororiental se identifican cinco secuencias diferenciadas: S4-S5, que corresponde con la Zona Murchisonae y S6-S9, que corresponde con la Zona Bradfordensis. En este Sector se alcanzan los mayores valores de potencias sedimentarias durante el desarrollo de esta secuencia.

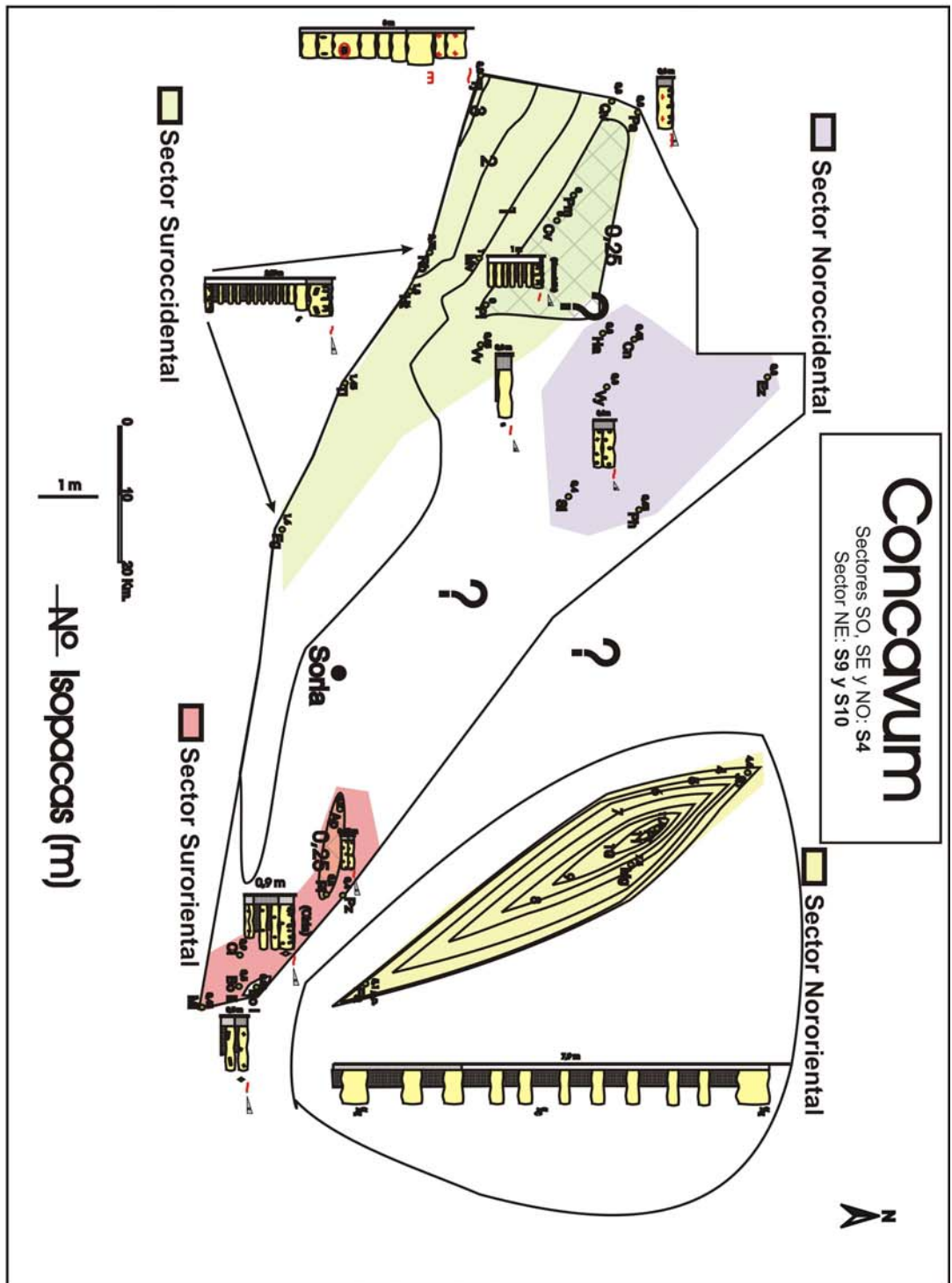


Figura 13.5. Distribución de las secuencias tipo que forman parte de la Zona Concavum. Nótese que en todos los sectores el espesor de los materiales de estas secuencias tipo son menores que en la secuencia precedente.

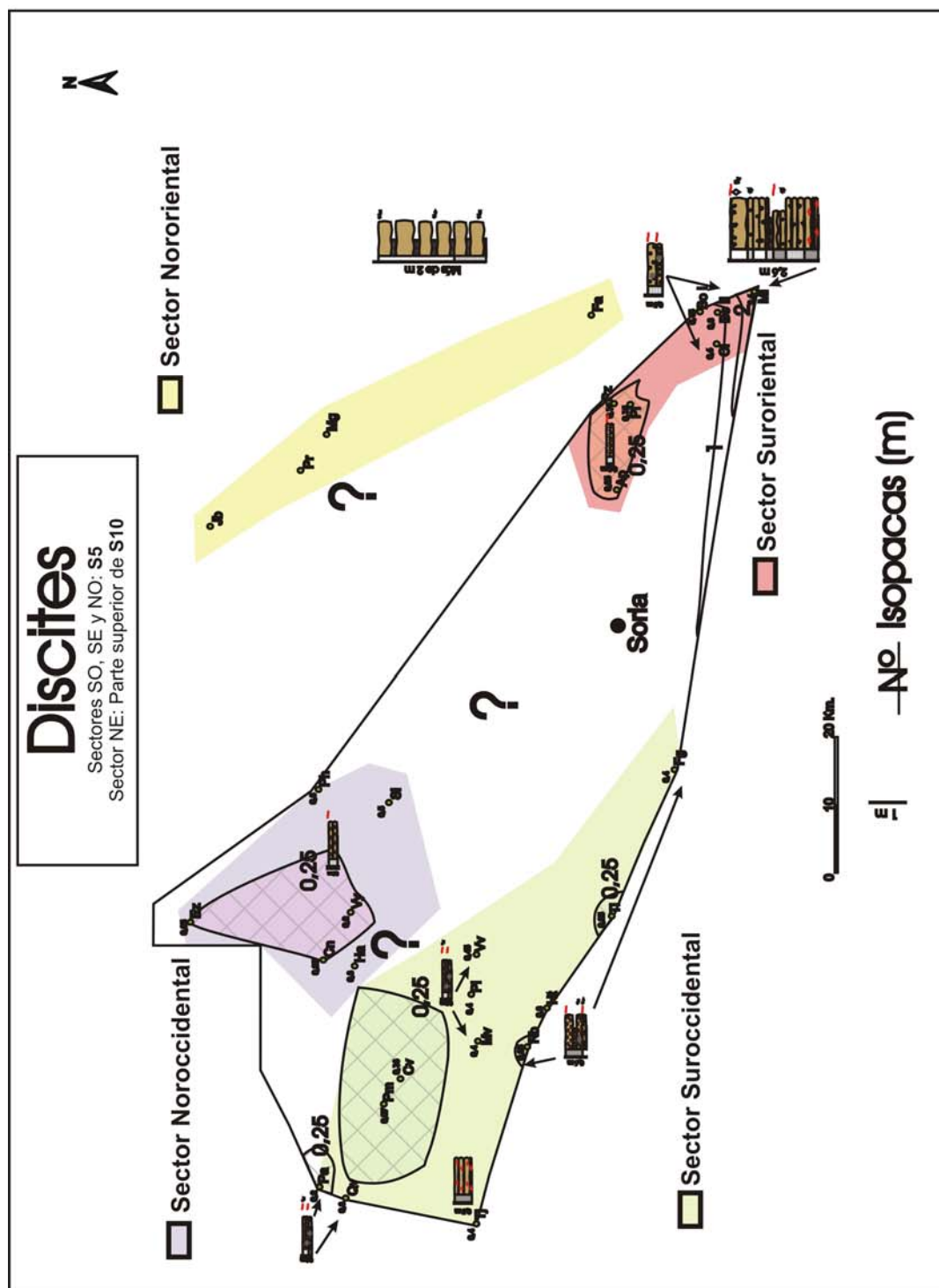


Figura 13.6. Distribución de las secuencias que forman parte de la Zona Discites. En el Sector Nororiental se ha observado que parte de los materiales de la S10 pertenecen a esta Zona, conservando las características que mostraba la secuencia en la Zona Comcavum.

13.5 CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS

Se ha establecido una serie de secuencias tipo en cada sector, en función de las variaciones de los parámetros litológicos (texturales y composicionales), paleontológicos (asociaciones de fósiles que aparecen, contenido icnológico) y estratigráficos (discontinuidades) y se han elaborado mapas de biofacies, que señalan la distribución de las comunidades nectónicas, bentónicas e incrustantes en el área de estudio para cada secuencia estratigráfica. Con estos datos se han establecido ecozonas y secuencias ecoestratigráficas teniendo en cuenta la existencia de dos dominios en función de la arquitectura sedimentaria de los sectores estudiados.

13.5.1 SECTORES SUROCCIDENTAL, SURORIENTAL Y NOROCCIDENTAL

Las secuencias analizadas en estos sectores corresponden por lo general a secuencias de somerización, y se pueden agrupar en tres grupos principales en función de los caracteres estratigráficos y paleontológicos. Estos tres conjuntos corresponden con tres secuencias ecoestratigráficas que estarían formadas por ecozonas.

Las secuencias 1 (*Aalensis p.p.*-*Comptum p.p.*) y 2 (*Comptum p.p.*) definen la Ecozona 1 y la Ecozona 2, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica I. Los parámetros físicos y paleontológicos de las secuencias 1 y 2 (Ecozonas 1 y 2) muestran una sucesión típica de medios con energía baja o moderada. Los sustratos que aparecen se desarrollan sobre sedimentos carbonatados con texturas entre *wackestone* y *packstone*, sin evidencias de estructuras sedimentarias de alta energía, ni de laminaciones monótonas típicas de medios muy distales, en los que la decantación de organismos planctónicos es el único aporte bioclástico apreciable. Las variaciones de la icnofábrica que presentan indican oscilaciones entre medios algo empobrecidos en oxígeno en sedimentos blandos, con presencia de *Chondrites*, hasta medios bien oxigenados y con un sustrato firme, donde se reconocen *Thalassinoides*, e incluso evidencias de litificación del sustrato. Las estrategias de alimentación de los organismos son variadas y oscilan en función de las variaciones en el grado e consistencia del sustrato y del nivel de oxígeno en la interfase agua-sedimento, aunque la variedad de organismos parece indicar fondos estables, con niveles de nutrientes adecuados, en condiciones de salinidad normal. Aparecen asociaciones formadas por organismos nectónicos y bentónicos, vágiles y sésiles, con hábitos alimentarios tanto suspensívoros como sedimentívoros y detritívoros. Las estructuras de bioturbación suelen corresponder con estructuras de *domichnia* y *fodinichnia*. En determinados niveles se reconocen partículas con cubiertas ferruginizadas que corresponderían con la etapa 1, pero su aparición es puntual, aunque en el Sector de la Demanda, hay un mayor número de bioclastos ferruginizados asociados a la secuencia 2.

La secuencia 3 (*Murchisonae-Bradfordensis*) tiene asociada la Ecozona 3, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica II. Corresponde de forma generalizada con medios con un grado energético mayor que los anteriores, ya que incluso se llegan a reconocer estructuras sedimentarias tractivas en algunos niveles, en sedimentos carbonatados con textura *packstone*. Existe la excepción del Sector Suroriental (E), donde aparecen calizas con textura *mudstone*, con un bajo contenido en restos fósiles, y un contenido significativo en nódulos de hierro, que se corresponde con un subambiente poco favorable para el establecimiento de comunidades nectónica y bentónicas. La asociación de organismos bentónicos (endobentónicos, epibentónicos e incrustantes, estos con

mayor desarrollo en el techo de la secuencia) es indicativa de sustratos bien oxigenados. La bioturbación es generalizada, deformando el sedimento, por lo que la consistencia del sustrato variaría entre blando y firme, ya que también aparecen organismos sésiles e incrustantes. La presencia de bioclastos y litoclastos ferruginizados es bastante frecuente, sobre todo en los términos superiores, pero la presencia de hierro no parece ser un factor que disminuya la diversidad de las asociaciones de organismos. Debido a que el intervalo temporal que representa esta secuencia es amplio, la disponibilidad del elemento pudo ser episódica, fijándose de forma selectiva en las diferentes microestructuras de la conchas de los grupos de organismos presentes, generando partículas con cubiertas ferruginizadas correspondientes a la etapa 1, aunque en el Sector Noroccidental corresponden también con etapas 2 y 3.

Las secuencias 4 (Concavum) y 5 (Discites), tienen asociadas la Ecozona 4 y la Ecozona 5, caracterizando la Secuencia Ecostratigráfica III. Aparecen sedimentos con texturas *wackestone* y *packstone*, con la excepción de la secuencia 4 en la zona meridional del Sector Suroccidental y la sección de Moncalvillo, donde aparecen alternancias de calizas con textura *mudstone* y margas, que se corresponde con un subambiente poco favorable para el establecimiento de comunidades bentónicas, y en el que tampoco aparecen registros de organismos nectónicos. Las texturas más energéticas parecen corresponder con niveles relativamente condensados, muy bioturbados de forma homogénea, por lo que no tienen que representar necesariamente altos niveles de energía, sino más bien, una larga exposición a los organismos bioturbadores, que pueden fragmentar los bioclastos ya depositados. Estos prolongados periodos de no deposición son congruentes con la aparición de organismos cementantes y la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que muestran varias etapas de formación. Esta complejidad en las etapas de formación de las partículas con cubiertas ferruginizadas reflejaría una progresiva colonización, primero de los bioclastos que forman parte de los núcleos, y posteriormente de otras partículas con pocas envueltas hasta llegar a formarse las partículas cubiertas de la etapa 3, donde los organismos incrustantes colonizan el sustrato relativamente duro que conformarían las partículas antiguas. Éstas tenderían a alcanzar un mayor grado de litificación durante los prolongados periodos de exposición dentro de la interfase agua-sedimento y podrían ser removilizadas periódicamente por efecto de la bioturbación o algún evento energético puntual, quedando exhumadas. Así, la evolución de estas partículas con cubiertas ferruginizadas, parece poner de manifiesto una secuencia ecológica de colonización de sustratos progresivamente más endurecidos. Posteriormente, estas partículas con cubiertas ferruginizadas serían susceptibles de sufrir procesos de disolución, que conformarían las partículas de la etapa 5. Lo cierto es que parece existir una relación entre el periodo de no sedimentación y el grado de complejidad de las partículas con cubiertas ferruginizadas cuando se analiza de forma secuencial la aparición de éstas. En el Sector Noroccidental, donde existe un mayor desarrollo de este tipo de aloquímicos, aparecen secciones con espesores relativamente reducidos, y en los Sectores Suroccidental y Suroriental, los niveles con partículas con cubiertas ferruginizadas también aparecen en las secuencias con poco espesor de sedimentos, que muestran evidencias de litificación como intraclastos y perforaciones. Las asociaciones nectónicas y bentónicas de organismos que se reconocen, parecen indicar condiciones de oxigenación normales, por tanto la mineralogía reductora de las partículas ferruginizadas podría ser explicada si la formación de la bertierina tuviera lugar en microambientes reductores en el interior del sedimento, siendo episódicamente removilizado. Sin embargo, es importante recordar que existen ejemplos actuales de formación de fases con bajo grado de cristalinidad de este mineral en sedimentos actuales bien oxigenados (Cabo de Mala Pascua,

Venezuela). En ocasiones, la exposición prolongada con una baja tasa de sedimentación, conllevaría a la formación de *hard-grounds* indicando una litificación importante del fondo.

13.5.2 SECTOR NORORIENTAL

Este sector presenta unas características marcadamente diferentes al resto de sectores, al pertenecer a un dominio paleogeográfico distinto, en facies más distales y en condiciones de sedimentación más continua. Existen oscilaciones en las características ambientales de este sector, pero no se podrían establecer secuencias ecoestratigráficas tan definidas como en los demás sectores estudiados. Las texturas de los sedimentos (*mudstone* y *wackestone*), así como la ausencia de estructuras sedimentarias indican condiciones de baja energía. La baja diversidad de asociaciones bentónicas sería indicativa de sedimentos con bajo grado de oxigenación o con poca disponibilidad de nutrientes en el sedimento, ya que la mayoría de bioturbaciones que se reconocen corresponden con los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos*. Las asociaciones bentónicas de fósiles que aparecen corresponden con organismos sedimentívoros, y las huellas de actividad orgánica representan estructuras de alimentación y de habitación. Los niveles con *Chondrites* que aparecen en la parte inferior de las secciones de este sector, serían indicativos de momentos de profundización, y son equivalentes a los intervalos margosos que se desarrollan durante la Secuencia Estratigráfica 2 (Opalinum *p.p.*) en los otros sectores, mientras que el resto de secuencias no muestra equivalencias con ellos.

En el desarrollo de muchas de las secuencias identificadas, se observan evidencias de litificación progresiva de los sustratos. La tendencia general es el paso desde sustratos blandos a sustratos firmes, y en algunos casos a sustratos duros. La icnofábrica que está representada por sedimento más firme estaría clasificada dentro de la icnofacies de *Glossifungites*, y en los casos que se llegan a formar *hard-grounds*, las asociaciones de icnitas de sedimentos endurecidos representan a la icnofacies *Trypanites*. Los icnogéneros *Chondrites* y *Zoophycos* aparecen frecuentemente en la icnofacies de *Zoophycos*. Esta icnofacies está dominada por estructuras de alimentación que varían desde relativamente simples a complejas, generalmente con desarrollo de *spreite*, y en menor medida por trazas de pastoreo. Refleja fundamentalmente la actividad de organismos sedimentívoros.

Estas icnofacies sustrato-controladas están ligadas con distintos tipos de discontinuidades: la icnofacies de *Glossifungites* estaría relacionada con superficies de erosión y la de *Trypanites* con desarrollo de perforaciones en *hard-grounds*.

Dentro de las secuencias ecoestratigráficas definidas se observan una serie de eventos ecoestratigráficos puntuales. En la Secuencia ecoestratigráfica I, con mayor desarrollo en la ecozona 2, se identifican eventos de productividad. Se ponen de manifiesto cuando se ve un aumento de la diversidad de las comunidades en respuesta a cambios en el grado de litificación del sustrato, de los niveles de oxigenación o la disponibilidad de nutrientes. Suelen observarse en la parte superior de las secuencias que muestran una transición desde las facies inferiores, más margosas a las proximales, donde suele haber mayor número de grupos representados. En la secuencia ecoestratigráfica III, concretamente en el Sector Suroriental (Este), y en la secuencia ecoestratigráfica III, en la ecozona 4 en el Sector Suroccidental (banda meridional) y en la sección de Moncalvillo, tras la deposición de sedimentos con texturas *mudstone*, se observa la aparición de

diversos grupos, representando eventos de colonización, y de bioturbaciones del icnogénero *Chondrites*, que corresponden con comunidades pioneras.

13.6 CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS

De forma general se observa una tendencia de aumento de la proporción de ammonoideos reelaborados en las sucesivas zonas estratigráficas. El intervalo comprendido entre la Zona Aalensis (Toarciense Superior) y las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Aalenense Medio) muestra valores similares (resedimentados en torno al 87% y reelaborados alrededor del 13%), si bien se registra una leve tendencia de aumento del porcentaje de reelaborados en el transcurso de la serie. La Zona Concavum muestra valores del 23,3% de ejemplares reelaborados, evidenciando un cambio significativo con respecto a los valores anteriores. La tendencia se acentúa notablemente en la Zona Discites, donde se observa un claro predominio de los elementos reelaborados, que adquieren proporciones cercanas al 70% del total de los ammonoideos presentes.

Estos datos parecen indicar una progresiva instauración de condiciones que favorecieron los fenómenos de reelaboración tafonómica a lo largo del tiempo de deposición de los materiales que conforman las series estudiadas. Estas condiciones implican una menor tasa de sedimentación neta, para que los materiales depositados sean susceptibles de ser nuevamente exhumados y reincorporados a la superficie.

Parece existir una correlación directa entre el incremento en el grado de reelaboración de los ammonoideos y en la complejidad del resto de aloquímicos que aparecen junto a estos en los sedimentos estudiados. Concretamente, las diferentes etapas de génesis de las partículas con cubiertas ferruginosas marcan las mismas pautas, ya que reflejan otra forma de “reelaboración” progresiva.

Se marcan tres episodios diferenciables en cuanto al grado de reelaboración en la zona de estudio:

1) Desde la Zona Aalensis hasta las zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencias Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*, Secuencia Comptum *p.p.* y Secuencia Murchisonae-Bradfordensis): Grado de reelaboración relativamente bajo (Correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas durante la Etapa 1, si bien en el Sector Noroccidental en la Secuencia Murchisonae-Bradfordensis ya se evidencian partículas de la etapa 2).

2) Zona Concavum (Secuencia Concavum): Grado de reelaboración medio. Incremento del grado de reelaboración, con valores intermedios entre los dos episodios restantes (correlacionable con la formación generalizada de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la Etapa 2).

3) Zona Discites (Secuencia Discites): Grado de reelaboración muy alto (correlacionable con la formación de partículas con cubiertas ferruginizadas que empiezan a generarse durante la denominada Etapa 3 y las posteriores modificaciones susceptibles de configurar partículas de la Etapa 4 y Etapa 5).

Se han identificado tres tipos de tafofacies, que equivaldrían a las Tafofacies “5, 4 y 3” propuestas por Speyer y Brett (1988). Se puede concluir que existe un reemplazamiento progresivo de las tafofacies a lo largo del tiempo. Las tafofacies muestran cambios graduales entre sí y aparecen formando una serie que muestra poca variación en el grado de turbulencia, pero que sufre cambios en la tasa de sedimentación que recibe. El resultado son series progresivamente más condensadas con mayor proporción de elementos reelaborados. Las partículas con cubiertas ferruginizadas cuyas mineralogías muestran una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes/reductoras, junto con las evidencias inferidas por las icnofacies adaptadas a condiciones más reductoras (*Chondrites*) indican una inestabilidad en el medio, que situarían estas Tafofacies cerca del límite óxico/disóxico, pudiendo llegar a cruzarlo. Las evidencias texturales indican condiciones de turbulencia no muy acusadas, existiendo muy pocas evidencias de estructuras sedimentarias tractivas, en momentos puntuales, pero permitiendo situar los materiales por debajo del nivel del oleaje normal. Los estudios estratigráficos nos han permitido ver una disminución progresiva de los espesores en las distintas secuencias a lo largo del periodo estudiado, lo cual parece indicar un descenso de la tasa de sedimentación.

13.7 CONSIDERACIONES SOBRE A LAS PARTÍCULAS FERRUGINIZADAS

Aparte de las etapas evolutivas que muestran las partículas con cubiertas ferruginizadas estudiadas, se puede obtener información relativa al contexto ambiental, a partir de la mineralogía que presentan. La bertierina precipita en condiciones reductoras, mientras que la goetita lo hace en condiciones oxidantes. Las partículas con cubiertas ferruginizadas en las cuales encontramos ambas mineralogías muestran una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes/reductoras. La evidencia de una oscilación en las condiciones oxidación-reducción entre la interfase agua-sedimento y los centímetros más superficiales de este, también se constatan por las icnofacies adaptadas a condiciones más reductoras (*Chondrites*). La abundancia de fósiles con afinidades bentónicas es indicativa de condiciones oxidantes en el fondo marino (tanto en la interfase como hasta cierta profundidad). Los sedimentos vinculados con las partículas con cubiertas ferruginizadas reflejan unas tasas de sedimentación muy bajas, por lo que el sedimento acumulado debió permanecer prolongados periodos de tiempo por encima del límite redox, que oscilarían con periodos más breves en los que habría condiciones reductoras al subir el límite redox a la interfase agua-sedimento. La influencia de actividad microbiana en la precipitación de las mineralogías ferruginosas no se observa de forma directa en las fotografías de microscopio electrónico de las muestras estudiadas, por la dificultad de preservación de estructuras microbianas en este tipo de mineralogías, que suelen conllevar la pérdida de la estructura original de las células. Esto dificulta que sean evidenciables en microscopio electrónico, aunque existen trabajos donde se indica que la actividad microbiana tiene un papel importante en la génesis de mineralogías ricas en hierro silicatadas (Nelson, 1983; Nelson y Myers, 1990; Konhauser, 1998, Fortín y Langley, 2005). Recordando la clasificación de Berner (1981), las condiciones no sulfhídricas se pueden alcanzar en muchos sedimentos marinos profundos si hay cantidades suficientes de materia orgánica metabolizable, donde el oxígeno disuelto en el sedimento se consume por la acción descomponedora de los organismos aerobios. Sin embargo, esta materia orgánica es insuficiente para generar condiciones sulfhídricas, así que lo que ocurre es que ésta se descompone sucesivamente por reducciones de los nitratos, del manganeso y del hierro, sin reducción de sulfatos. En estos sedimentos post-óxicos, tanto por falta de oxígeno como de sulfuros, las concentraciones de Fe^{++} y Mn^{++} pueden alcanzar la saturación formando bertierina, glauconita, siderita o rodocrosita. Un

mineral representativo es la glauconita, ya que contiene hierro tanto en estado ferroso como férrico, formándose en condiciones fluctuantes óxicas y anóxicas (Cloud, 1955), y el ejemplo propuesto en este estudio es la alternancia de mineralogías bertierina-goetita.

Las partículas con envueltas ferruginizadas reflejan una compleja historia de formación. La fuente del hierro es posiblemente exhalativa, ya que no es congruente considerar para el periodo estudiado la existencia de terrenos emergidos con el relieve suficiente (y con formaciones de suelos lateríticos) bajo condiciones de clima árido, el cual es inferido a partir de los datos de palinomorfos obtenidos en áreas relativamente cercanas actualmente, como en el GSSP de Fuentelsaz (Cresta *et al.* 2001). No existe citada la presencia de masas continentales cercanas con grandes aportes de carga sedimentaria, y el área estudiada formaba parte de una cuenca epicontinental en una posición paleogeográfica marcadamente marina. Los patrones de los elementos de las tierras raras de la zona de estudio muestran morfologías muy parecidas a los de los materiales volcánicos de edad equivalente en el sector SE de la Cordillera Ibérica, a los de materiales de otras cuencas europeas de igual edad y mineralogía equivalente y a los materiales volcánicos con mineralogías equivalentes de distinta edad y distinta posición geográfica. En base a estos datos proponemos un origen exhalativo del hierro que forma parte de las mineralogías ferruginosas. La fijación del hierro parece estar íntimamente ligada a procesos de autigénesis de bertierina, posiblemente bioinducida, y a reemplazamientos de los núcleos bioclásticos y de los organismos incrustantes que forman parte de las partículas con cubiertas ferruginizadas. La mineralogía silicatada reductora se formaría en la interfase agua-sedimento, o enterrada en los niveles más superficiales, bajo condiciones redox fluctuantes, pudiendo mostrar alternancias con otras fases minerales ricas en hierro oxidadas. Prolongados periodos de sedimentación reducida favorecerían la reelaboración de las partículas, pudiéndose generar diferentes fases acumulativas de formación. La acción de los organismos incrustantes es importante en el desarrollo de partículas más evolucionadas poniendo de manifiesto una secuencia ecológica de colonización de un sustrato progresivamente más endurecido conforme aumenta el periodo de exposición en el fondo marino. Estas evidencias de organismos incrustantes permiten ubicar las partículas sobre el sedimento, al menos durante la colonización por los organismos.

13.8 CALIBRACIÓN DE LOS DATOS Y POTENCIAL DE RESOLUCIÓN DEL MÉTODO

Los capítulos de Paleoecología y Tafonomía, junto con los datos obtenidos en los capítulos de análisis de microfacies y de las partículas ferruginizadas nos han permitido discriminar una serie de etapas, secuencias y eventos para las distintas muestras analizadas que han sido estudiadas en este intervalo. La correlación de todas estas tendencias con las secuencias estratigráficas establecidas con los tradicionales métodos bioestratigráficos (figura 13.7) nos permiten evaluar su potencial de calibración y resolución.

Todos estos datos nos permiten inferir cuatro contextos temporales diferenciables:

Zonas Aalensis-Opalinum (Secuencia Aalensis *p.p.*-Comptum *p.p.* y Secuencia Comptum *p.p.*)

Están representadas por sedimentos relativamente expandidos, donde existen alternancias entre calizas y margas y las primeras varían entre *mudstone* y *wackestone*. En ellos aparecen organismos nectónicos y bentónicos (endobentónicos y epibentónicos), que son indicativos de un nivel normal de oxigenación del sustrato, con momentos puntuales disódicos (niveles con

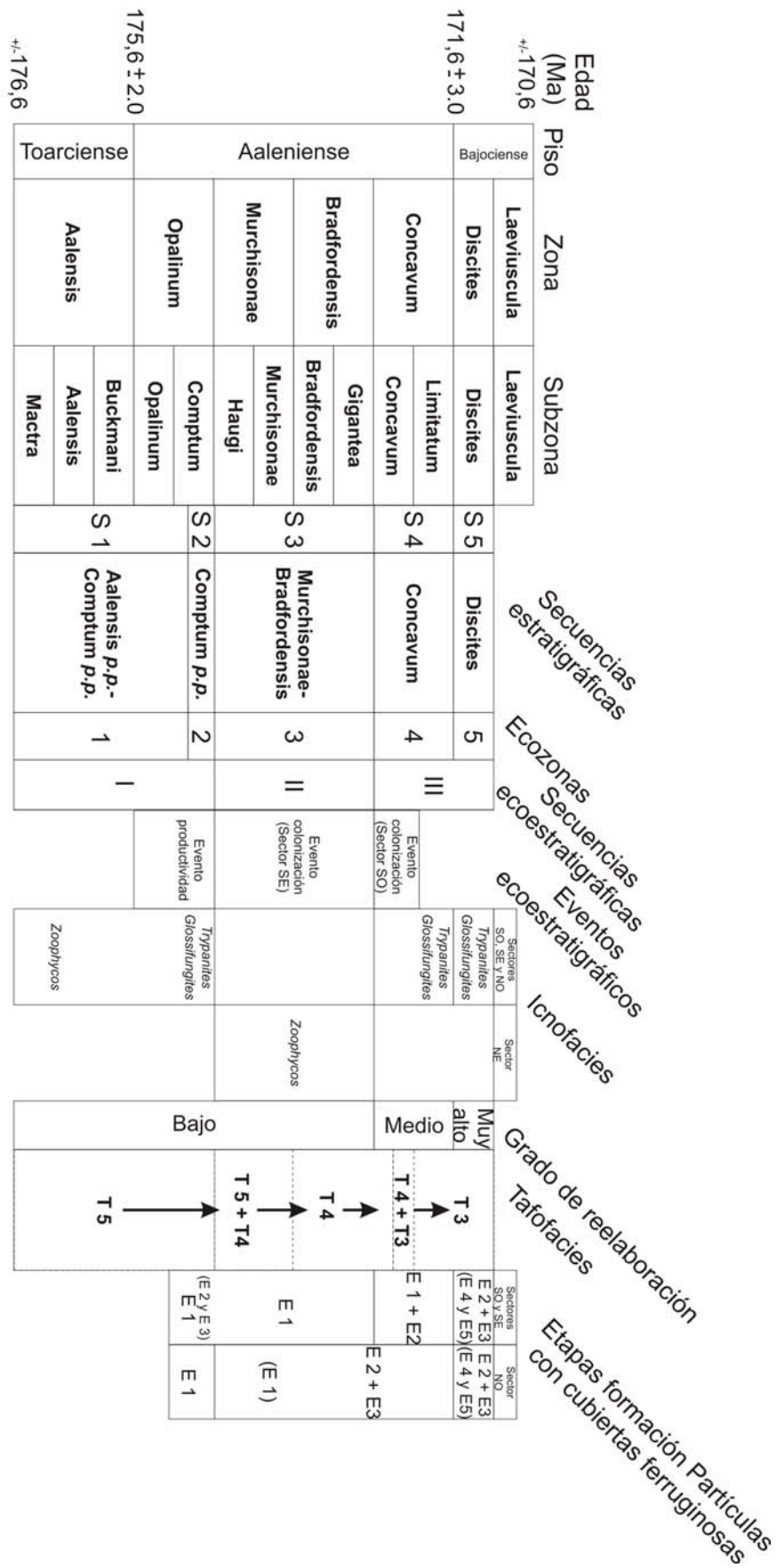


Figura 13.7. Comparación de las diferentes tendencias identificadas a partir de los distintos análisis realizados en el intervalo estudiado.

Chondrites). Corresponde con la Secuencia Ecoestratigráfica I, formada por las ecozonas 1 y 2, que se correlacionan respectivamente con las secuencias estratigráficas Aalensis *p.p.*-Comptum *p.p.* y Comptum *p.p.*. En toda la Zona Opalinum en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental se identifican eventos ecoestratigráficos de productividad. Las icnofacies reconocidas en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental corresponden con *Zoophycos*, que se desarrolla desde la Subzona Mactra hasta parte de la Subzona Comptum, y con *Glossifungites* y *Trypanites* en la parte superior de la Subzona Comptum. El grado de reelaboración de los ammonoideos es relativamente bajo. La tafofacies identificada concuerda con la Tafofacies 5 de Speyer y Brett (1988). Las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden con un estadio de formación de la Etapa 1 (puntualmente en Sector Suroriental con Etapas 2 y 3 en los techos de secuencias de somerización).

Zonas Murchisonae-Bradfordensis (Secuencia Murchisonae-Bradfordensis)

Están representadas por sedimentos con características muy variables, que oscilan entre relativamente expandidos (normalmente calizas *packstone*) y otros relativamente más condensados (en calizas tanto *mudstone* como *packstone*, según sectores). Aparecen organismos nectónicos y bentónicos en proporciones variables según los sectores. Corresponde con la Secuencia Ecoestratigráfica II, que se compone de la ecozona 3. Se identifica un evento ecoestratigráfico de colonización en el Sector Suroccidental. En el Sector Nororiental se identifica la icnofacies de *Zoophycos*. El grado de reelaboración de los ammonoideos es relativamente bajo. Las tafofacies identificadas concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 5 y 4 de Speyer y Brett (1988). Las partículas con cubiertas ferruginizadas corresponden en su mayoría con las formadas durante la Etapa 1, si bien, en el Sector Noroccidental comienzan a desarrollarse de forma apreciable partículas de la Etapa 2 y/o 3.

Zona Concavum (Secuencia Concavum)

Está representada por sedimentos relativamente condensados, consistentes en calizas *packstone* (en lugares puntuales alternancias de calizas *mudstone* y margas) con frecuentes partículas ferruginizadas. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). Corresponde con la parte inferior de la Secuencia Ecoestratigráfica III, concretamente con la ecozona 4. Se identifica un evento ecoestratigráfico de colonización en el Sector Suroriental. Las icnofacies reconocidas en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental corresponden con una evolución desde *Glossifungites* a *Trypanites* en la Subzona Concavum. El grado de reelaboración de los ammonoideos es medio. Las tafofacies identificadas concuerdan con un posible tránsito entre las Tafofacies 4 y 3 de Speyer y Brett (1988). Las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la Etapa 1 y de forma generalizada de Etapa 2, y en el Sector Noroccidental con Etapas 2 y 3.

Zona Discites (Secuencia Discites)

Está representada por los sedimentos más condensados de todas las zonas estudiadas. Consisten en calizas *wackestone-packstone* con abundantes partículas ferruginizadas de gran diámetro. Aparecen organismos nectónicos y bentónicos (abundan los incrustantes). Corresponde con la parte superior de la Secuencia Ecoestratigráfica III, concretamente con la ecozona 5. Las icnofacies reconocidas en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental corresponden con una evolución desde *Glossifungites* a *Trypanites*. Los ammonoideos presentan un grado de reelaboración muy alto. La tafofacies identificada concuerda con la Tafofacies 3 de Speyer y Brett (1988). Las partículas con cubiertas ferruginosas que aparecen corresponden con estadios de la

Etapas 1 y de más forma generalizada de Etapa 2 y 3, siendo en ocasiones afectadas por las Etapas 4 y 5.

13.9 PROPUESTA DE UN MODELO TECTONO-SEDIMENTARIO

La integración de todos los datos obtenidos por medio de las diferentes disciplinas desarrolladas, nos ha permitido establecer un modelo en cual se ha intentado poner de manifiesto la evolución de los materiales en el intervalo estudiado. La figura 13.8 refleja las relaciones espaciales de los sectores estudiados e incluye un cladograma en el que mediante el índice de Simpson se refleja el grado de semejanza entre los diferentes sectores, que se representa con el cociente de el número de secuencias estratigráficas comunes entre sectores frente al número de secuencias de la muestra menor de secuencias estratigráficas. Esta figura también incluye una posible interpretación tectono-sedimentaria para el intervalo estudiado. En todos los sectores aparecen las cinco secuencias principales, pero como ya se ha constatado, en los diferentes sectores no siempre muestran la misma arquitectura sedimentaria. La comparación entre estas secuencias permite definir que los sectores Suroccidental y Suroriental tienen cuatro secuencias con desarrollo equivalente (*Opalinum p.p.*, *Murchisonae-Bradfordensis*, *Concavum* y *Discites*). A su vez, estos dos sectores tienen tres secuencias equivalentes con respecto al Sector Noroccidental (*Murchisonae-Bradfordensis*, *Concavum* y *Discites*). Por último, el Sector Nororiental sólo tiene una secuencia equiparable al resto (*Comptum p.p.*). La propuesta de una estructuración de la cuenca con áreas con diferente grado de subsidencia debido a la existencia de semi-*grabens* y una falla normal muy activa, que separase los diferentes dominios establecidos, podría explicar la sedimentación diferencial que se produjo en el área de estudio. Esta estructuración, en un contexto regresivo, con un bajo aporte de sedimentos terrígenos, debido a la lejanía de áreas emergidas que suministrasen estos aportes, podría explicar también la existencia de discontinuidades ubicuas, independientes de las litologías que aparecen en las secuencias. Uno de los interrogantes que plantean estas discontinuidades es la ausencia de evidencias de emersión en los materiales estudiados, aunque en otros trabajos realizados en la Cuenca Ibérica, en zonas más meridionales (Fernández-López y Gómez, 1990a) sí que aparecen citadas. No se ha observado la existencia de karstificaciones afectando a los carbonatos, ni la presencia de cementos vadosos o freáticos en las microfacies o grietas cuncumgranulares afectando a los aloquímicos o la matriz. Incluso en las facies con partículas con cubiertas ferruginizadas, que corresponden con el momento de mínimo aporte sedimentario, no se han observado estos fenómenos. Tampoco hay restos vegetales que permitiesen inferir existencia de condiciones locales de emersión e instauración de suelos, ni de numerosas estructuras sedimentarias que indicasen condiciones inter- o supramareales. Sin embargo, es innegable la existencia de evidencias de erosión ya que aparecen niveles de removilización con restos mezclados, afectando a las discontinuidades más importantes. Una posible explicación a este hecho sería la litificación muy temprana de los sedimentos carbonatados, imposibilitando el desarrollo de estructuras tractivas, salvo casos puntuales. En un hipotético contexto sedimentario con un aporte prácticamente nulo de terrígenos, en áreas diferenciadas paleotopográficamente, pero relativamente extensas, podrían existir periodos puntuales de emersión, sin que quedasen reflejados procesos indicativos de esto. En una plataforma epicontinental, alejada de áreas continentales, en un periodo relativamente árido, sin precipitaciones que pudieran inducir disoluciones superficiales, y sin la posibilidad del establecimiento de vegetación sobre un sustrato litificado, podría ser factible la emersión de zonas locales, que sufren

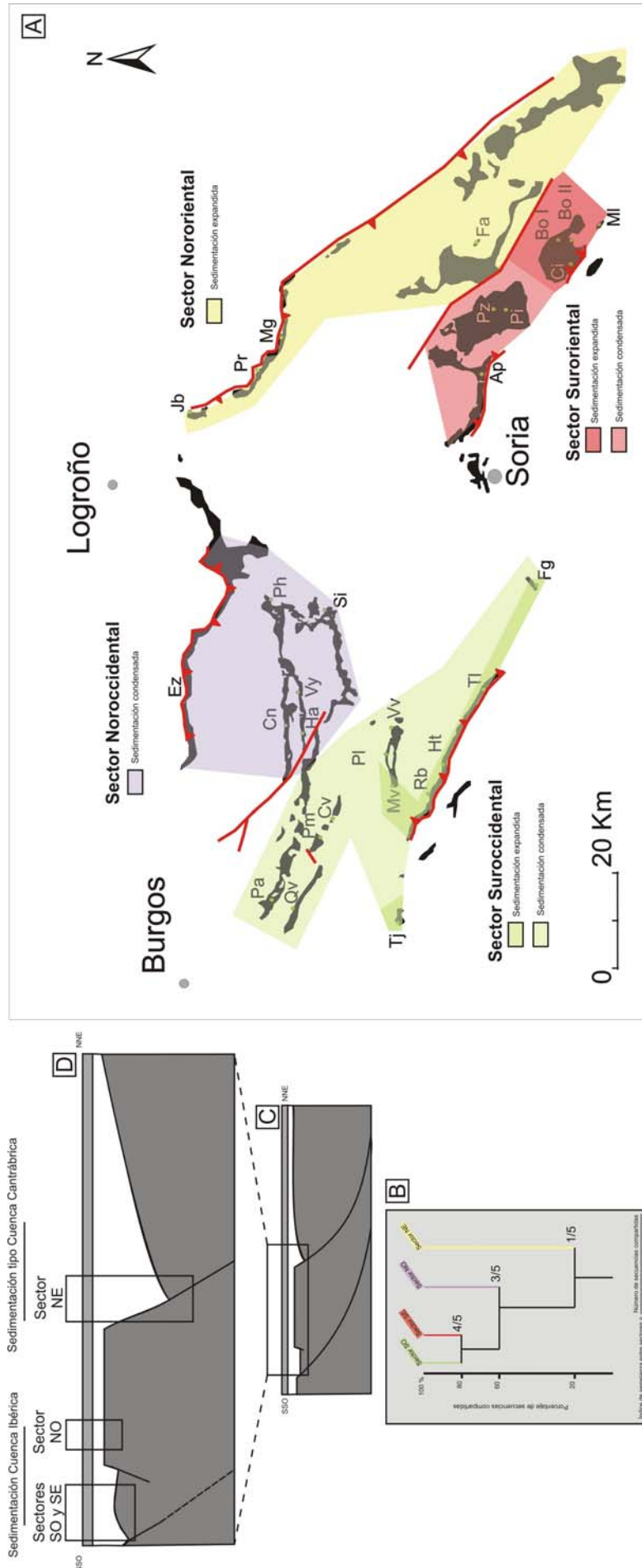


Figura 13.8. A) Relaciones espaciales de los sedimentos en los diferentes sectores caracterizados, indicando el carácter condensado/expandido de estos. B) Cladograma que representa el índice de semejanza entre los diferentes sectores (Índice de Simpson que refleja el grado de semejanza entre los diferentes sectores. Se representa con el cociente de número de secuencias estratigráficas comunes entre sectores frente al total de secuencias estratigráficas). Los sectores Suroccidental y Suroriental tienen 4 secuencias con desarrollo equivalente (Comptum *p.p.*, Murchisonae-Bradfordensis, Concavum y Discites); estos dos sectores con respecto al Sector Noroccidental tienen 3 secuencias equivalentes (Murchisonae-Bradfordensis, Concavum y Discites) y el Sector Nororiental, únicamente tiene una secuencia equiparable al resto (Comptum *p.p.*). C) y D) Posible configuración tectono-sedimentaria para el intervalo estudiado.

procesos de erosión mecánica, pero no química, que removiliza los restos fósiles e intraclastos y los acumula en las áreas cercanas en depósitos que son susceptibles de ser removilizados por organismos bioturbadores, sin mostrar ninguna estructuración. La peculiaridad de los sedimentos estudiados refleja la necesidad de el establecimiento de un modelo sedimentario muy particular, ya que no existen ejemplos actualistas que nos permitan ver en el rango temporal de millones de años, cómo afectarían a una zona de estas características, sin equivalentes actuales, los procesos geológicos externos. Los depósitos carbonatados podrían ser fruto o bien de una deposición rápida, seguida de prolongados periodos sin deposición, o bien de una sedimentación continua, pero con una baja tasa de sedimentación. La primera hipótesis parece adaptarse mejor a las características observadas en muchos de los sedimentos estudiados. Cada nivel estratigráfico puede representar una sedimentación muy rápida, seguida de un endurecimiento progresivo de los materiales, con el establecimiento de diferentes comunidades en función de este grado de litificación creciente, que culmina con el establecimiento de organismos perforadores y la génesis de *hard-grounds*. Los niveles de calizas *mudstone*, sin embargo, parecen ser formados por lenta acumulación de nannoplankton calcáreo. Ciertamente, las secuencias 1 y 2 (*Aalensis p.p.*-*Opalinum*), aún reflejan condiciones sedimentarias con tasas de acumulación relativamente altas, con mayor influjo de sedimentos terrígenos, como caracterizan los niveles margosos. Pero a partir de la secuencia 3 (*Murchisonae*), y de forma más evidente en las secuencias 4 y 5 (*Concavum* y *Discites*), las condiciones ambientales sufren un cambio acusado. De hecho, las partículas con cubiertas ferruginosas, aparecen con mayor desarrollo de etapas en estas dos secuencias superiores, evidenciando un momento con bajo aporte, donde pueden evolucionar los aloquímicos ferruginizados. La cantidad de hierro y otros elementos que aparecen normalmente en baja concentración en el agua marina, podría aumentar durante estos periodos prolongados estacionarios, y precipitar autigénicamente o favorecidos por la acción biológica. La fuente del hierro y los otros elementos tendría un origen probablemente exhalativo, dado que no existen evidencias de áreas emergidas cercanas con relieves significativos, en condiciones de clima árido, el cual es inferido a partir de los datos de palinomorfos obtenidos en áreas relativamente cercanas actualmente, como en el GSSP de Fuentelsaz (Barrón *et al.*, 2000; Cresta *et al.*, 2001), donde aparecen palinomorfos de coníferas del tipo cupresáceas, indicativas de clima seco, que tienen una gran capacidad de dispersión, y que provendrían de zonas emergidas algo alejadas, ya que no aparecen restos leñosos o foliares de plantas. Junto a estos fósiles continentales, aparecen asociaciones de palinomorfos de afinidades marinas, como acritarcos, quistes de dinoflagelados y otros restos de microplancton de pared orgánica como las Tasmanáceas. Estos datos no parecen concordar con la posibilidad de condiciones que favorecieran la instauración de potentes suelos lateríticos, típicos de climas tropicales, aún en el caso que existieran áreas emergidas temporales. El pulso de volcanismo Toarciense-Bajociense que actuó en áreas relativamente cercanas, podría suministrar parte de los elementos, pero no es descartable la descarga de estos elementos ligada a soluciones hidrotermales de muy baja temperatura, que migrasen a favor de estructuras heredadas (que posiblemente rejugasen en este periodo en el área de estudio). La dirección general de emplazamiento en la Cordillera Ibérica sigue una lineación NO-SE, heredada de la etapa de *rifting* del Triásico, que es la misma dirección de las estructuras principales que se reconocen en el área de estudio. Una posible explicación sería que el volcanismo marino tardío jurásico de la Sierra de Javalambre sería una continuación del volcanismo sin-*rift* triásico, y que se produjo durante el estadio de subsidencia térmica post-*rift*, jurásica inferior y media, propuesto por Salas y Casas (1993) que sucedió al estadio de *rift* triásico. Estos datos sugieren la existencia una etapa de estiramiento cortical en la

Cuenca Ibérica con marcada amplitud durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio, que además constatamos por la arquitectura sedimentaria de los materiales estudiados.

La propuesta para este periodo de evidencias de fenómenos exhalativos ligados a la extensión cortical, apoyándose en datos geoquímicos, no es única. En el trabajo de Corbin *et al.* (2000) se relacionan eventos geoquímicos con fases de *rifting*. Estos autores analizaron tres series jurásicas cuyas edades estaban comprendidas entre el Pliensbachense superior y el Oxfordiense superior en la Cuenca Suroriental en Francia para lograr reconstrucciones paleogeográficas y geodinámicas del margen pasivo Europeo-Tethysico. Partieron de la base de que la fluctuación de las composiciones del manganeso en los carbonatos podrían representar variaciones en la intensidad de flujo hidrotermal, que depende a lo largo del tiempo de la actividad tectónica global. Señalaron que los eventos de enriquecimiento en manganeso menores tuvieron lugar en su zona de estudio durante las primeras fases de *rifting*, que actuaron inmediatamente después del comienzo de la extensión cortical. Así, el consiguiente movimiento de las fallas sinsedimentarias y las basculaciones de bloques, fenómenos característicos del Aalenense inferior, que correspondería en ese área con un periodo de actividad extensional importante, podrían estar asociados con un incremento en la actividad hidrotermal. De esta manera, el enriquecimiento en manganeso de los carbonatos podría corresponder con aportes de este elemento al agua marina a través de fluidos que circularon a través de fracturas. El origen del manganeso lo explicaron por la removilización del elemento de las efusiones volcánicas continentales anteriores al *rifting* incipiente. Así, las efusiones volcánicas y las intrusiones hipovolcánicas (alcalinas o toleíticas) que tuvieron lugar previamente podrían haber sido una fuente importante de manganeso.

La figura 13.9 muestra la evolución secuencial del área de estudio. Se diferencian los dos dominios principales: dominio con sedimentación tipo Cuenca Ibérica y dominio con sedimentación tipo Cuenca Cantábrica.

Las secuencias Aalensis-Opalinum, que en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental (tipo Cuenca Ibérica) aparecen representados por S1 y S2, mientras que en el Sector Nororiental (Tipo Cuenca Cantábrica) están representadas por S1-S3, se desarrollaron desde el Toarciense superior (Zona Aalensis) hasta el límite Aalenense inferior-medio, y se sedimentan en los diferentes sectores, que estaban compartimentados debido a la acción de fallas sinsedimentarias. El mayor desarrollo de potencias de los materiales correspondientes al dominio tipo Cuenca Ibérica se produce en los sectores Suroccidental (bandas meridionales) y Suroriental (Este) en esta secuencia. En el dominio tipo Cuenca Cantábrica comienza a producirse la sedimentación, con potencias equivalentes al otro dominio. La sedimentación de estas dos secuencias sufrió paradas y reactivaciones, que se manifiestan por el desarrollo de discontinuidades principales asociadas a las partes superiores de las secuencias.

Los materiales de la secuencia Murchisonae-Bradfordensis, representada por la secuencia S3 en los sectores del dominio tipo Cuenca Ibérica, sigue mostrando diferentes potencias y desarrollo de facies en los sectores analizados. En el Sector Noroccidental, que estaría ubicado en altos relativos topográficamente, comenzaron a aparecer partículas con cubiertas ferruginizadas. En el Sector Nororiental, en el dominio tipo Cuenca Cantábrica, es durante esta secuencia cuando aparecen los mayores espesores de todo el intervalo estudiado, permitiendo identificar cinco secuencias S4-S5 y S6-S9, que se corresponden con las Zonas Murchisonae y Bradfordensis

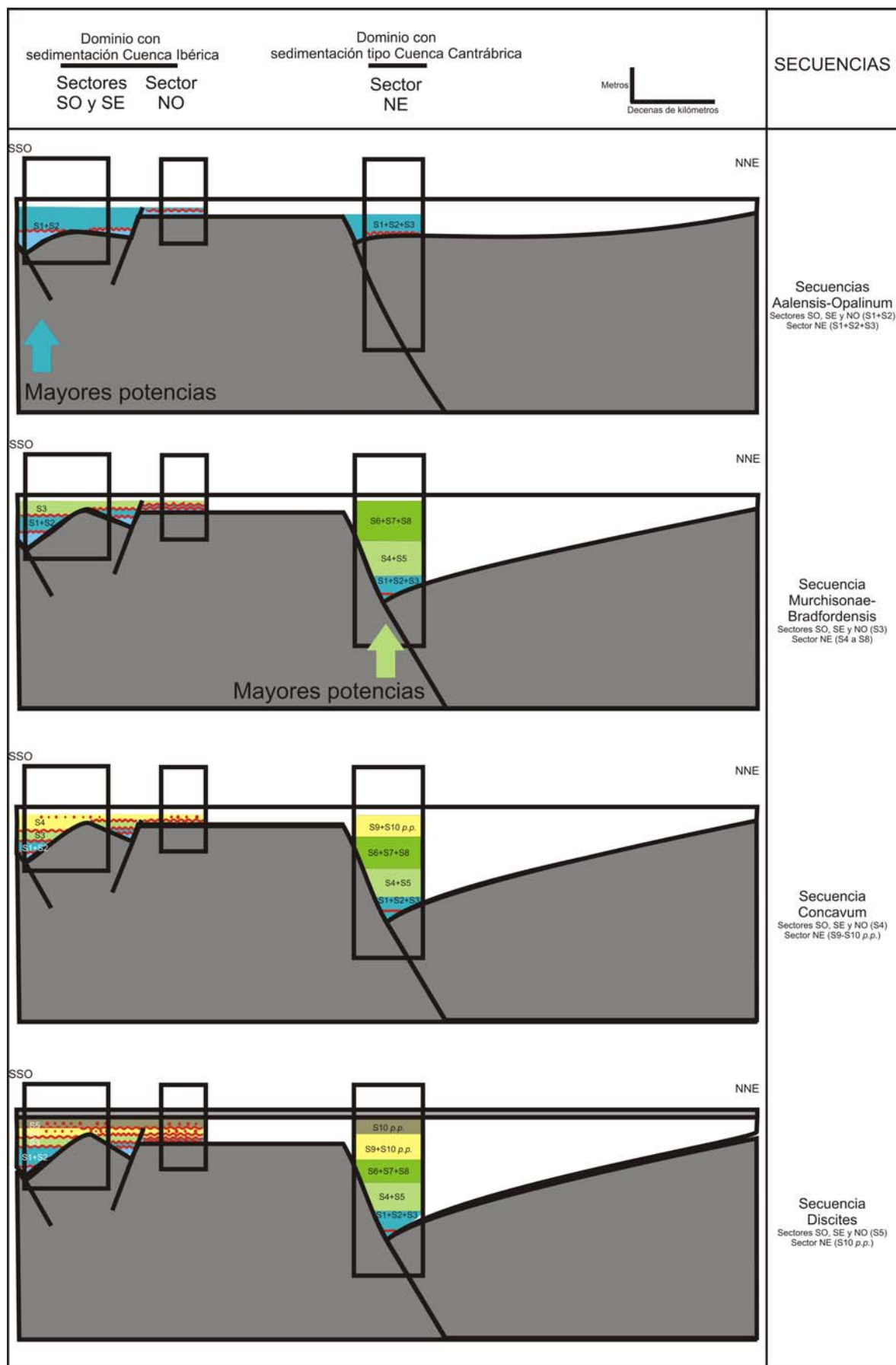


Figura 13.9. Evolución secuencial propuesta para la zona de estudio.

respectivamente. Podemos observar pues, un diacronismo en la actuación de las estructuras sinsedimentarias en ambos dominios, ya que los mayores depocentros en cada uno de estos dominios no aparecen en el desarrollo de la misma secuencia.

La secuencia Concavum (S4) en el dominio tipo Cuenca Ibérica se caracteriza por una disminución significativa de las potencias en todos los sectores en comparación con las secuencias anteriores. Existen, sin embargo, zonas donde aún se mantiene activa la tectónica sinsedimentaria, permitiendo que se depositen las alternancias de margas y calizas con textura *mudstone* ligadas al comienzo de esta secuencia en la banda meridional del Sector Suroccidental. Como hemos visto previamente, en estas calizas no aparecen ni macrofósiles ni estructuras sedimentarias, evidenciando unas condiciones locales muy poco favorables para el desarrollo de comunidades bentónicas, y pudiendo existir también algún tipo de barrera que limitase también el acceso a las comunidades neotónicas. Pudimos observar la presencia de nannoplankton calcáreo gracias a las láminas ultrafinas, que aparece muy recristalizado, y en baja proporción en la matriz, siendo el único componente fósil en estas facies. En la parte superior de la secuencia en los sectores Suroccidental, y Suroriental, así como durante todo su desarrollo en el Sector Nororiental se desarrollan partículas con cubiertas ferruginizadas con grados progresivamente más evolucionados. En el dominio tipo Cuenca Cantábrica las potencias de los materiales disminuyen en comparación con la secuencia previa, y están representados por las secuencias S9 y S10 *p.p.*

Los materiales asociados a la secuencia Discites (S5) muestran los menores espesores en todo el dominio tipo Cuenca Ibérica. Las estructuras sinsedimentarias aún parecen actuar, ya que existen numerosas discontinuidades asociadas a todos los sectores, aunque no generan diferencias en cuanto a las potencias de los materiales. Las partículas con cubiertas ferruginizadas aparecen de forma generalizada en esta secuencia, mostrando todas las etapas evolutivas. En el dominio tipo Cuenca Cantábrica, durante la secuencia S10 *p.p.* parecen mantenerse las condiciones observadas anteriormente, continuando la sedimentación de alternancias de calizas y margas.

Observando la evolución secuencial, parece manifestarse un cambio importante en cuanto a la arquitectura sedimentaria a partir de la secuencia Murchisonae-Bradfordensis en el dominio tipo Cuenca Ibérica. En el dominio tipo Cuenca Cantábrica es en este momento cuando tras la deposición de las mayores potencias de sedimentos se reducen de nuevo los espesores. Así pues, la acción de estructuras sinsedimentarias empieza a tener menor importancia a partir de la secuencia Concavum, llegando a homogeneizarse las facies en todo el dominio tipo Cuenca Ibérica en el Bajociense Inferior, a partir de la Zona Laeviuscula. Como se ha resaltado en el capítulo del contexto tectono-sedimentario, el tránsito entre el Jurásico Inferior y Medio es un momento de importante actividad tectónica a escala global, por lo que las manifestaciones que observamos en la zona de estudio, serían coherentes con este marco general. La posición paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en este contexto, explica las particularidades litológicas de los materiales, que son carbonatados y no reciben importantes aportes terrígenos. Incluso en las áreas de Europa Noroccidental, donde se documenta la existencia de materiales aalenenses de tipo continental, se hace referencia a la existencia de relieves poco acusados. Así pues, las áreas emergidas más cercanas a la Cuenca Ibérica, tampoco corresponderían con grandes elevaciones, y la zona paleolatitudinal explica el mayor desarrollo de facies carbonatadas frente a terrígenas, así como una mayor estacionalidad, enmarcándose posiblemente en un cinturón paleoclimático seco o incluso desértico.

13.10 CONSIDERACIONES FINALES

La visión multidisciplinar que aporta este estudio parece constatar una buena correlación de las diferentes etapas, secuencias y eventos propuestos con las secuencias estratigráficas establecidas por métodos clásicos. Evidentemente, cada disciplina tiene un margen de resolución particular, pero se puede constatar una tendencia generalizada de solape entre todas ellas. De hecho, la complementación que muestran, permite contrastar hipótesis iniciales independientes, cuyos resultados llegan a converger, lo cual permite asignar una mayor fiabilidad a la propuesta global.

El modelo propuesto en este estudio, llevado a cabo con los datos expuestos en los capítulos precedentes, es el que muestra una mejor integración de todos ellos. Hemos podido constatar que a partir de los análisis llevados a cabo por medio de diferentes disciplinas, se pueden integrar los resultados en un modelo general. Así, a partir de resultados independientes se pueden constatar tendencias generales con un mayor grado de fiabilidad. La resolución temporal que aporta cada una de estas disciplinas es distinta, pero su correlación en un marco bioestratigráfico bien conocido, permite limitar las actuaciones de varios parámetros que covarían, y permite discriminar eventos principales que se reflejan a través de los distintos datos disponibles.

Como posibles líneas de investigación que podrían realizarse a partir de este trabajo proponemos los siguientes puntos:

- 1.- La adquisición de nuevos datos en la zona estudiada (búsqueda de nuevas secciones, muestreos enfocados a lograr mayor resolución que los aquí realizados) y su comparación con otras áreas de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Cantábrica, permitirán una visión más amplia de los cambios arquitectónicos de los materiales aalenenses.
- 2.- Con el objeto de obtener unos datos precisos acerca de las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas (paleotemperaturas, condiciones oxidantes/reductoras, evolución de las relaciones isotópicas de los isótopos estables de oxígeno y carbono, y del isótopo radiogénico de estroncio para realizar una comparación con las curvas estándar), queda abierta la posibilidad de realizar análisis quimioestratigráficos, pudiéndolas contrastar con los datos obtenidos en este trabajo y estudios anteriores.
- 3.- Otra vía de estudio muy interesante, consistiría en analizar las diferentes partículas con cubiertas ferruginizadas de forma mucho más exhaustiva, realizando perfiles transversales mediante microsonda electrónica, tratando de evidenciar discontinuidades dentro de ellas, y jerarquizándolas. Un estudio detallado de los filosilicatos que componen estas partículas, permitiría llevar a cabo inferencias sobre la diagénesis que han sufrido estos materiales, y testar las posibles aplicaciones que esto conlleva.

Todo esto nos permite concluir que el presente trabajo es un punto de partida, una puerta abierta a futuros estudios, que defendiendo un enfoque multidisciplinar nos permitan profundizar en el conocimiento del contexto generalizado de este periodo geológico.

CONCLUSIONES DEL ESTUDIO

- El análisis de los materiales depositados en el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la Cordillera Ibérica Septentrional nos ha permitido diferenciar cuatro sectores principales (Suroccidental, Suroriental, Noroccidental y Nororiental), que se diferencian entre sí por presentar unas características sedimentológicas particulares.
- El muestreo sistemático de los materiales del área de estudio ha permitido establecer la sucesión de las asociaciones de ammonoideos presentes en el área. En base a esta sucesión se ha establecido una escala zonal a nivel de subzona. Se han identificado todas las subzonas de la Zona Aalensis del Toarciense superior, todas las zonas y subzonas del Aalenense y las dos Zonas basales del Bajociense inferior, siendo estas asociaciones muy parecidas a las encontradas en el área de estudio en trabajos previos de diversos autores.
- Se han reconocido las unidades litoestratigráficas Fm. Calizas nodulosas de Casinos y Fm. Calizas de El Pedregal. Se ha asignado una edad Aalenense inferior-medio (límite entre zonas *Opalinum* y *Murchisonae*) al límite superior de la Fm. Turmiel, una edad Aalenense medio-Bajociense inferior (*Murchisonae*-*Discites*) a la Fm. Casinos y una edad Bajociense inferior (límite entre zonas *Discites* y *Laeviuscula*) a la base de la Fm. El Pedregal en nuestra zona de estudio. Las alternancias de calizas y margas características de la Fm. Turmiel y la Fm. El Pedregal se reconocen de forma inequívoca en la base y el techo de las secciones de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. En el caso del Sector Nororiental, donde la arquitectura sedimentaria es marcadamente diferente, se ha propuesto o bien hacerla corresponder con una nueva unidad litoestratigráfica informal, o bien hacerla equivaler con las unidades litoestratigráficas propuestas para la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fm. Castillo Pedroso) por la gran similitud de facies.
- Se ha observado la presencia de una serie de discontinuidades ubicuas en gran parte del área de estudio, que han permitido delimitar cinco secuencias estratigráficas principales. Se ha realizado una proposición de diagrama cronoestratigráfico en los distintos sectores establecidos en la Cordillera Ibérica Septentrional para el intervalo estudiado, donde se precisa la amplitud temporal tanto de las secuencias sedimentarias, como de las lagunas estratigráficas, así como de las unidades litoestratigráficas reconocidas. Los sectores Suroccidental (noroccidental y meridional) y Suroriental (occidental y oriental) son los que presentan mayores afinidades entre sí. El Sector Noroccidental es a su vez más parecido a estos sectores que el Nororiental, el cual es el sector con caracteres más particulares.
- En los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental se han definido las secuencias como secuencias limitadas por discontinuidades, identificándose cinco secuencias principales, que muestran diferencias en el desarrollo tanto espacial como temporal: Secuencia 1 (Zona Aalensis *p.p.*-Subzona *Comptum p.p.*), Secuencia 2 (Subzona *Comptum p.p.*), Secuencia 3 (Zonas *Murchisonae*-*Bradfordensis*), Secuencia 4 (Subzona *Concavum*) y Secuencia 5 (Zona *Discites*).
- En el Sector Nororiental, se han diferenciado diez secuencias, cuyos límites, a excepción de la secuencia 1, no corresponden con discontinuidades. Secuencia 1 (Zona Aalensis), Secuencia 2 (Subzona *Comptum p.p.*), Secuencia 3 (Subzona *Comptum p.p.*), Secuencia 4 (Subzonas *Haugi-Murchisonae*), Secuencia 5 (Subzona *Murchisonae p.p.*), Secuencia 6 (Subzona *Bradfordensis p.p.*), Secuencia 7 (Subzona *Bradfordensis p.p.*), Secuencia 8 (Subzonas *Bradfordensis p.p.*-*Gigantea*),

Secuencia 9 (Subzonas Concavum-Limitatum *p.p.*) y Secuencia 10 (Subzonas Limitatum *p.p.*-Discites *p.p.*).

- Las secuencias definidas tienen en conjunto una tendencia a representar progresivamente series más condensadas a lo largo del intervalo estudiado, como muestran tanto las correlaciones estratigráficas como los mapas de isopacas.

Los sucesivos mapas de isopacas muestran la existencia de factores que debieron cambiar las condiciones de sedimentación en los distintos sectores. Una causa posible es la actuación de una tectónica sinsedimentaria, que aunque no generase grandes depocentros, pudo causar basculamientos importantes, funcionando de forma diferencial a partir de la Zona Opalinum del Aalenense (Subzona Comptum). El cambio más acusado en la distribución vertical de los materiales se observa a partir del Aalenense medio (Secuencia 3 Murchisonae-Bradfordensis), donde las potencias de las secuencias restantes se reducen en todas las secciones estudiadas de los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental. En el Sector Nororiental también se evidencia un cambio a partir de la S4 (Haugi-Murchisonae *p.p.*), pero con la tendencia contraria: se incrementa la potencia durante las Zonas Murchisonae-Bradfordensis.

- Se han diferenciado cinco etapas posibles para la formación de las distintas partículas con cubiertas ferruginizadas. Cada una de las etapas refleja un grado de complejidad mayor en la estructura de las partículas evidenciando una evolución. El reconocimiento de diferentes etapas dentro de los niveles con partículas ferruginizadas permite evaluar una secuencialidad de procesos dentro de intervalos estratigráficos concretos.

- Se han identificado y cuantificado las composiciones minerales de las rocas con partículas ferruginosas. Incluyen calcita (65-85%), bertierina (8-17%), silicatos como el cuarzo o la caolinita (< 5%) y de forma accesoria, apatito e ilmenita (< 3%).

- Se han llevado a cabo análisis de los elementos de las tierras raras mostrando que las muestras de rocas con partículas ferruginosas de la zona de estudio podrían estar vinculadas con una fuente exhalativa.

- Se ha establecido una serie ecozonas y secuencias ecoestratigráficas definidas gracias al estudio de las microfacies, teniendo en cuenta la presencia de dos dominios en función de la arquitectura sedimentaria de los sectores estudiados y de los mapas de biofacies, y dentro de las secuencias ecoestratigráficas definidas se han observado una serie de eventos ecoestratigráficos puntuales, como son los eventos de colonización que aparecen en la parte superior de las secuencias Comptum y Concavum en la mayor parte del área de estudio.

- Desde el punto de vista ecoestratigráfico, se ha constatado que en los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental las secuencias analizadas corresponden por lo general a secuencias de somerización, y se pueden agrupar en tres secuencias ecoestratigráficas que estarían formadas por ecozonas: las secuencias 1 (Aalensis *p.p.*-Opalinum *p.p.*) y 2 (Opalinum *p.p.*) definen la Ecozona 1 y la Ecozona 2, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica I; la secuencia 3 (Murchisonae-Bradfordensis) tiene asociada la Ecozona 3, conformando la Secuencia Ecoestratigráfica II y las secuencias 4 (Concavum) y 5 (Discites), tienen asociadas la Ecozona 4 y la Ecozona 5, caracterizando la Secuencia Ecoestratigráfica III. En el Sector Nororiental se han observado unas

características marcadamente diferentes al resto, al pertenecer a un dominio paleogeográfico distinto, en facies más distales y en condiciones de sedimentación más continua.

- Se han identificado tres tipos de tafofacies, entre las que existe un reemplazamiento progresivo a lo largo del tiempo. Las tafofacies muestran cambios graduales entre sí y aparecen formando una serie que muestra poca variación en el grado de turbulencia, pero que sufre cambios en la tasa de sedimentación que recibe. El resultado son series progresivamente más condensadas con mayor proporción de elementos reelaborados. Las partículas con cubiertas ferruginizadas cuyas mineralogías muestran una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes/reductoras, junto con las evidencias inferidas por las icnofacies adaptadas a condiciones más reductoras (*Chondrites*) indican una inestabilidad en el medio, que situarían estas Tafofacies cerca del límite óxico/disóxico, pudiendo llegar a cruzarlo.

- El estudio de las características tafonómicas de las asociaciones de ammonoideos registradas, pone en evidencia una tendencia de aumento de la proporción de ammonoideos reelaborados en las sucesivas zonas estratigráficas, lo cual parece indicar una progresiva instauración de condiciones que favorecieron los fenómenos de reelaboración tafonómica a lo largo del tiempo de deposición de los materiales que conforman las series estudiadas. Estas condiciones implicarían una menor tasa de sedimentación neta, para que los materiales depositados sean susceptibles de ser nuevamente exhumados y reincorporados a la superficie.

- Se ha evidenciado una correlación directa entre el incremento en el grado de reelaboración de los ammonoideos y las diferentes etapas de génesis de las partículas con cubiertas ferruginosas. Se han marcado tres episodios diferenciables en cuanto al grado de reelaboración en la zona de estudio.

- Las partículas con cubiertas ferruginizadas estudiadas han permitido obtener información relativa al contexto ambiental, a partir de la mineralogía que presentan, mostrando una oscilación de las condiciones de formación entre oxidantes y reductoras.

- Se ha constatado que las partículas con envueltas ferruginizadas reflejan una compleja historia de formación. La fuente del hierro es posiblemente exhalativa, ya que no es congruente considerar para el periodo estudiado la existencia de terrenos emergidos con el relieve suficiente (y con formaciones de suelos lateríticos) bajo condiciones de clima árido.

- Los patrones de los elementos de las tierras raras de la zona de estudio muestran morfologías muy parecidas a los de los materiales volcánicos de edad equivalente en el sector SE de la Cordillera Ibérica, a los de materiales de otras cuencas europeas de igual edad y mineralogía equivalente y a los materiales volcánicos con mineralogías equivalentes de distinta edad y distinta posición geográfica. En base a estos datos se ha propuesto un origen exhalativo del hierro que forma parte de las mineralogías ferruginosas.

- Se ha propuesto un modelo génesis de las mineralogías de las partículas con cubiertas ferruginizadas. La fijación del hierro parece estar íntimamente ligada a procesos de autigénesis de bertierina, posiblemente bioinducida, y a reemplazamientos de los núcleos bioclásticos y de los organismos incrustantes que forman parte de las partículas con cubiertas ferruginizadas. La mineralogía silicatada reductora se formaría en la interfase agua-sedimento, o enterrada en los niveles más superficiales, bajo condiciones redox fluctuantes, pudiendo mostrar alternancias con otras fases minerales ricas en hierro oxidadas. Prolongados periodos de sedimentación reducida

favorecerían la reelaboración de las partículas, pudiéndose generar diferentes fases acumulativas de formación. La acción de los organismos incrustantes sería importante en el desarrollo de partículas más evolucionadas poniendo de manifiesto una secuencia ecológica de colonización de un sustrato progresivamente más endurecido conforme aumenta el periodo de exposición en el fondo marino. Estas evidencias de organismos incrustantes permiten ubicar las partículas sobre el sedimento, al menos durante la colonización por los organismos.

- Se ha establecido una propuesta de modelo tectono-sedimentario integrando los datos obtenidos a partir de los diversos análisis. La diferenciación dentro de un mismo intervalo temporal de las secuencias en los sectores se ha vinculado a la acción de accidentes tectónicos sinsedimentarios, y se ha evidenciado un cambio evolutivo en la cuenca a lo largo de todo el periodo estudiado. El tránsito Jurásico Inferior-Medio parece ser un periodo en el que se constata cierta inestabilidad tectónica. Una señal de esa inestabilidad tectónica sería la presencia de fenómenos de volcanismo en el ámbito de la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico en general, y durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en particular, sugiriendo la existencia de una etapa de estiramiento cortical en la Cuenca Ibérica.

- El conjunto de los datos sedimentológicos y del análisis de las microfacies, junto con las evidencias paleoecológicas y tafonómicas, nos ha permitido definir claramente dos dominios en los sectores estudiados en este trabajo: un dominio con sedimentación condensada y secuencias limitadas por discontinuidades, caracterizado por una acomodación muy escasa, correspondiente a los sectores Suroccidental, Suroriental y Noroccidental y un dominio con sedimentación más expandida, sin grandes discontinuidades que limiten las secuencias, a excepción de la base, caracterizado por una acomodación netamente mayor, correspondiente con el Sector Nororiental. Hemos constatado que el Sector Nororiental corresponde con un tipo de sedimentación muy diferente del resto, con afinidades a los materiales de igual edad que aparecen en la Cordillera Cantábrica. Esto implica que en el intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior, debieron estar ubicados en un contexto sedimentario diferente al resto de sectores, con un tipo de subsidencia diferencial particular. Por otra parte, el Sector Noroccidental, a pesar de presentar las mismas secuencias que el resto de sectores, tiene un desarrollo de facies muy particular. Posiblemente represente un área, que en el momento de deposición de los materiales, estuviese en una posición paleogeográfica con características propias en cuanto a estilo de sedimentación.

- Se ha constatado que tránsito Jurásico Inferior-Medio en la zona meridional de la Cuenca Ibérica estuvo enmarcado en un contexto distensivo, el cuál podría estar relacionado con la existencia de diferentes subdominios en la plataforma epicontinental, limitados por fracturas extensionales, que configurasen una estructuración del fondo en surcos y umbrales, posibilitando la sedimentación sincrónica de materiales con diferentes texturas. Este contexto estaría caracterizado por unas bandas climáticas latitudinales bastante estables. La inestabilidad tectónica no sólo se manifiesta por la aparición de fenómenos de volcanismo o hidrotermalismo, sino por la existencia de un gran número de discontinuidades regionales, que pueden correlacionarse a lo largo de extensas áreas de Europa Central y Occidental.

- Hemos comprobado que la visión multidisciplinar que aporta este estudio parece constatar una buena correlación de los diferentes datos. Se han obtenido resultados convergentes a partir de hipótesis iniciales independientes, lo cual ha permitido asignar una mayor fiabilidad a la propuesta global.

BIBLIOGRAFÍA

- ADELEYE, D. R. (1980) Origin of oolitic iron formations - discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 1001-1003.
- ALONSO A., AURELL, M., MAS, J. R., MELÉNDEZ, A. y NIEVA, S. (1989) Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. Vol. Publ. XII Congreso Español de Sedimentología, 175-178.
- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1988) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleoecología del Jurásico de España. Programa y resúmenes de comunicaciones. pp. 5-8.
- ALONSO A. y MAS, R. (1988) La transgresión aptiense al sur del Moncayo (límite de la provincia de Soria y Zaragoza). Vol. Publ. II Congreso Geológico de España. V. 1. pp. 11-14.
- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1990) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 173-198.
- ALONSO A., MAS, R. y MELÉNDEZ, N. (1986-1987) Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispanica*, **21-22**, 296-306.
- ALONSO A., FLOQUET, M., MAS, R. y MELÉNDEZ, A. (1993) Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Range. Spain. En: Cretaceous Carbonate Platforms (Eds. T. SIMO, R. W. SCOTT y J. P. MASSE), pp. 297-316. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 56. Tulsa, Oklahoma.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., CABRA, P., COMAS-RENGIFO, M. J., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R., GOY, A., DEL OLMO, P., RAMÍREZ DEL POZO, J., SIMO, A. y URETA, S. (1989) El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, 67-120.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispanica*, **14**, 172-177.
- ALLEN, G. P., LAURIER, D. y THOUVENIN, J. (1979) (Sedimentological study of the Mahakam Delta, Kalimantan). [Etude sedimentologique du delta de la Mahakam.]. *Compagnie Francaise des Petroles, Notes et Memoires*, **15**, 156 pp.
- ARCHE, A. y LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1996) Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics*, **266**, 443-464.
- ARRIBAS, J. (1985) Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, **41**, 47-57.
- AURELL, M. (1990) El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. 510 pp. Tesis Doctoral de la Universidad de Zaragoza.
- AURELL, M. (1991) Identification of Systems tracks in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology*, **73**, 101-115.
- AURELL, M., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1994a) The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios*, **17**, 549-561.
- AURELL, M., MAS, R., MELÉNDEZ, A. y SALAS, R. (1994b) El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **18**, 369-396.
- AURELL, M., BÁDENAS, B. y BORDONABA, A. P. (1999) El Bathoniense-Kimmeridgiense (Jurásico medio-superior) en la región de Obón-Torre de las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, **25**, 19-22.

- AURELL, M., MELÉNDEZ, A., SAN ROMÁN, J., GUIMERA, J., ROCA, E., SALAS, R., ALONSO A. y MAS, R. (1992) Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca. Actas I, pp. 50-54.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BOSENCE, D. W. J. y WALTHAM, D. A. (1998) Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberian Basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modelling. *Geological Society of London, Special Publication*, **149**, pp. 137-161.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., BÁDENAS, B., PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (2000) Sequence Stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian basin (NE Spain). *GeoResearch Forum*, **5**, 281-292.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., OLÓRIZ, F., (COORD.), BÁDENAS, B., CARACUEL, J. E., GARCÍA-RAMOS, J. C., GOY, A., LINARES, A., QUESADA, S., ROBLES, S., RODRÍGUEZ-TOVAR F. J., ROSALES, I., SANDOVAL, J., SUÁREZ DE CENTI, C., TAVERA, J. M. y VALENZUELA, M. (2002) Jurassic. En: The Geology of Spain (Ed. W. GIBBONS y M. T. MORENO), pp. 213-253. Geological Society, London.
- AURELL, M., ROBLES, S., BADENAS, B., ROSALES, I., QUESADA, S., MELENDEZ, G. y GARCIA-RAMOS, J.C. (2003) Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, **162**, 239-271.
- BÁDENAS, B. (1999) La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del este de la placa Ibérica.. Tesis Doctoral. 256 pp. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., FONTANA, B., GALLEGU, M. R. y MELÉNDEZ, G. (1997) Estratigrafía y evolución sedimentaria del Jurásico en la Cuenca Vasco-Cantábrica Oriental (Navarra y Guipuzcoa). IV Congreso de Jurásico de España. Teruel. 1997. Libro de comunicaciones.
- BAILEY, S. W. (1980) Structures of layer silicates. En: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification (Ed. G. W. BRINDLEY y G. BROWN), pp. 1-123. Mineralogical Society, London.
- BAILEY, S. W. (1988) *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Reviews in Mineralogy. **19**. 725 pp. Mineralogical Society of America, Washington D. C.
- BAILEY, S. W. (1988) Odinite, a new dioctahedral-trioctahedral Fe³⁺ -rich 1:1 clay mineral. *Clay Minerals*, **23**, 237-247.
- BARRÓN, E. , GOY, A. y URETA, S. (2000) El tránsito Jurásico Inferior - Jurásico Medio en la sección de Fuentelsaz (Cordillera Ibérica): aspectos palinoestratigráficos. Libro de Resúmenes, 36-37. I Congreso Ibérico de Paleontología/ XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Évora.
- BARTOLINI, A. y LARSON, R. L. (2001) Pacific microplate and Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geology*, **29**, 735-738.
- BATHURST, R. G. C. (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. 620 pp. Elsevier, Armsterdam.
- BAYER, U., ALTHEIMER, E. y DEUTCHLE, W. (1985) Environmntal evolution in shallow epicontinental seas: Sedimentary cycles and bed formation. En: Sedimentary and Evolutionary Cycles (Ed. U. BAYER y A. SEILACHER), pp. 347-381. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin.
- BAYLISS, P. (1975) Nomenclature of trioctahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, **13**, 178-180.

- BEHMEL, H. y GEYER, O. F. (1966) Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien IV. Stratigraphie und Fossilführung im Unterjura von Albarracín (Provinz Teruel). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **124**, 1-52.
- BENITO, M. I., LOHMANN, K. C. y MAS, R. (2005) Late Jurassic paleogeography and paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 82-96.
- BERNER, R. A. (1981) New geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 359-365.
- BERTHIER, P. (1827) Sur la composition des minerais de fer en grains. *Ann. Chim. Phys.*, **35**, 247-260.
- BEUDANT, F.S. (1832) *Traité Élémentaire de Minéralogie*. 549 pp. Paris, Chez Verdière.
- BHATIA, M. R. (1985) Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, **45**, 97-113.
- BHATTACHARYYA, D. P. (1983) Origin of berthierine in ironstones. *Clays and Clay Minerals*, **31**, 173-182.
- BHATTACHARYYA, D. P. y KAKIMOTO, P. K. (1982) Origin of Ferriferous Ooids: a SEM Study of Iron Ooids and Bauxite Pisoids. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 849-857.
- BINDA, P. L. y MOLTZER, J. G. (1979) Discussion. Origin of oolitic iron formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 1351-1352.
- BJERRUM, C. J. y DORSEY, R. J. (1995) Tectonic controls on deposition of Middle Jurassic strata in a retroarc foreland basin, Utah-Idaho trough, western interior, United States. *Tectonics*, **14**, 962-978.
- BORDONABA, A. P. y AURELL, M. (2004) Primera caracterización de facies de ooides ferruginosos en el Pliensbachense de la Cordillera Ibérica Nororiental. *Geo-Temas*, **6**, 179-182.
- BRADSHAW, M. J., JAMES, S. J. y TURNER, P. (1980) Origin of oolitic ironstones - discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 295-299.
- BRENCHLEY, P. J. y HARPER, D. A. T. (1998) *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. 402 pp. Chapman & Hall, London.
- BRETT, C. E. (1995) Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. *Palaaios*, **10**, 597-616.
- BRETT, C. E. (1998) Sequence Stratigraphy, Paleoecology, and Evolution: Biotic Clues and Responses to Sea-Level Fluctuations. *Palaaios*, **13**, 241-262.
- BRETT, C. E. y BAIRD, G. C. (1986) Comparative taphonomy: A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaaios*, **1**, 207-227.
- BRETT, C. E. y BAIRD, G. C. (1996) Middle Devonian Sedimentary cycles and Sequences in the Northern Appalachian basin. In: Paleozoic Sequence Stratigraphy: View from the North American Craton (Ed. C.E. BRETT y G.C. BAIRD), pp. 249-284. Geological Society of America Special Paper.
- BRINDLEY, G. W. (1949) Mineralogy and crystal structure of chamosite. *Nature*, **164**, 319-320.
- BRINDLEY, G. W. (1951) The crystal structures of some chamosite minerals. *Mineralogical Magazine*, **29**, 502-525.

- BRINDLEY, G. W. (1982) Chemical compositions of berthirines- A review. *Clays and Clay Minerals*, **30**, 153-155.
- BRINDLEY, G. W. y YOEELL, R. F. (1953) Ferrous chamosite and ferric chamosite. *Mineralogical Magazine*, **30**, 57-70.
- BROMLEY, R. G. (1975) Trace fossils at omission surfaces. En: The study of trace fossils. A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology (Ed. R.W. FREY), pp. 399-428. Springer-Verlag, New York.
- BROMLEY, R. G. (1996) *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. 361pp. Chapman and Hall, London.
- BROMLEY, R. G. y EKDALE, A. A. (1984) Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, **224**, 872-874.
- BROMLEY, R. G. y EKDALE, A. A. (1986) Composite ichnofabrics and tiering of burrows. *Geological Magazine*, **123**, 59-65.
- BUATOIS, L. A., MÁNGANO, M.G. Y ACEÑOLAZA, F.G. (2002) *Trazas fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico*. 382 pp. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Patagonia Argentina.
- BULARD, P. F. (1972) Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne). Tesis Doctoral. 2 tomos, 702 pp. Univ. Nice.
- BULARD, P. F., CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1971) Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Iberiques: Aperçu stratigraphique et paléogéographique. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 333-344.
- BULARD, P. F., GÓMEZ, J. J., THIERRY, J., TINTANT, H. y VIALARD, P. (1974) La discontinuité entre Jurassique Moyen et Jurassique Supérieur dans les Chaînes Ibériques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**, 2107-2110.
- BURCHETTE, T. P. y WRIGHT, V. P. (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- BURKHALTER, R.M. (1995) Ooidal ironstone and ferroginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology*, **42**, 57-74.
- CANALES M. L. (2001) Los foraminíferos del Aalenense (Jurásico Medio) en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España). *Revista Española de Micropaleontología*. **33**, 438 pp. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- CANALES, M. L., GOY, A., HERRERO, C. y URETA, S. (1993) Foraminíferos del Aalenense en el sector suroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **3**, 19-39.
- CANEROT, J. (1971) Le Jurassique dans la partie meridionale du Maestrazgo (Prov. de Castellón): stratigraphie et paleogeographie. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 323-332.
- CAPOTE, R. (1983) La tectónica en la Cordillera Ibérica. En: Libro Jubilar J.M. Ríos Geología de España. 108-120. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- CARLS, P. (1975) The Ordovician of the eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **150**, 127-146.
- CARLS, P. y GANDL, J. The Lower Devonian of the Eastern Iberian chains (NE Spain). *International Symposium Devonian System*. 2, 453-464. 1967.

- CASTILLO-HERRADOR, F. (1974) Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 666-675.
- CAYEUX, L. (1909) *Les minerais de fer oolithiques de France. Tome 1: Minerais de fer primaires*. Imprimerie Nationale, Paris.
- CHAMPETIER, Y., HAMDADOU, E. y HAMDADOU, M. (1987) Examples of biogenic support of mineralization in two oolitic iron ores - Lorraine (France) and Gara Djebilet (Algeria). *Sedimentary Geology*, **51**, 249-255.
- CHAN, M. A. (1992) Oolitic ironstone of the Cretaceous Western Interior Seaway, east-central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 693-705.
- CHAUVEL, J. J. y GUERRAK, S. (1989) Oolitization processes in Paleozoic ironstones of France, Algeria and Lybia. En: *Phanerozoic Ironstones* (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 165-174. Geological Society of London Special Publications.
- CLOUD, P. E. (1955) Physical limits of glauconite formation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **39**, 484-492.
- COLCHEN, M. (1974) *Géologie de la Sierra de la Demanda: Burgos-Logroño (Espagne)*. 2 Vol. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- COLEMAN, M. L. (1985) Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. A*, **315**, 39-56.
- COMAS-RENGIFO, M. J. (1985) El Pliensbachense de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. 2 vol., 594 pp. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- COPE, J. C. W., INGHAM, J. K. y RAWSON, P. F. (1992) *Atlas of Palaeogeography and Lithofacies*. 152 pp. Geological Society, London.
- CORBIN, J.-C. , PERSON, A., IATZOURA, A., FERRÉ, B. y RENARD, M. (2000) Manganese in Pelagic carbonates: indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys-Ligurian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 123-138.
- CRESTA, S., GOY, A., URETA, S., ARIAS, C., BARRÓN, E., BERNARD, J., CANALES, M. L., GARCÍA JORAL, F., GARCÍA ROMERO, E., GIALANELLA, P. R., GÓMEZ, J. J., GONZÁLEZ J. A., HERRERO, C., MARTÍNEZ, G., OSETE, M. L., PERILLI, N. y VILLALÁIN J. J. (2001) The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian-Aalenian Boundary (Lower-Middle Jurassic). *Episodes*, **24**, 166-175.
- CURTIS C. D. (1985) Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **315**, 91-105.
- CURTIS, C. D. y SPEARS, D. A. (1968) The formation of sedimentary iron minerals. *Economic Geology*, **63**, 257-270.
- DAHANAYAKE, K. y KRUMBEIN, W. E. (1986) Microbial structures in oolitic iron formations. *Mineralium Deposita*, **21**, 85-94.
- DAVIES, P. J., BUBELA, B. y FERGUSON, J. (1978) The formation of ooids. *Sedimentology*, **25**, 703-729.
- DELALOYE, M. F. y ODIN, G. S. (1988) Chamosite, the green marine clay from Chamoson; A Study of Swiss Oolitic Ironstones. En: *Green Marine Clays. Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies- A Comparative Study* (Ed. G.S. ODIN), pp. 7-28. Elsevier, Amsterdam.

- DIETL, G. (1974) Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Dogger insbesondere der Oberbajocium der westlichen keltiberischen Ketten (Spanien). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. Serie B, Geologie und Paläontologie*, **14**, 1-21.
- DOYLE, P. y MACDONALD, D. I. M. (1993) Belemnite battlefields. *Lethaia*, **26**, 65-80.
- DREESEN, R. (1982) Storm-generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa1b-Fa2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria (Upper Devonian, Belgium). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **105**, 105-129.
- DREESEN, R. (1989) Oolitic ironstones as event-stratigraphical marker beds within the Upper Devonian of the Ardeno-Rhenish Massif. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 65-78. Geological Society of London, Special Publication.
- DRONOV, A. y HOLMER, E. (1999) Depositional sequences in the Ordovician of Baltoscandia. *Acta Universitatis Carolinae*, **43**, 133-136.
- DUNHAM, R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Classification of Carbonate Rocks (Ed. W. E. HAM), pp. 108-121. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- EINSELE, G. (1985) Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epeiric basins. En: Sedimentary and Evolutionary Cycles (Ed. U. BAYER y A. SEILACHER), pp. 68-97. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin.
- EINSELE, G. (1992) *Sedimentary Basins*. 628 pp. Springer-Verlag, Berlin.
- EINSELE, G. y BAYER, U. (1991) Asymmetry in Transgressive-Regressive Cycles in Shallow Seas and Passive Continental Margin Settings. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, RICKEN y A. SEILACHER), pp. 660-681. Springer-Verlag, Heidelberg.
- EKDALE, A. A., BROMLEY, R.G. Y PEMBERTON, S.G (1984) *Ichnology - The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy*. 317 pp. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- EKDALE, A. A. y MASON, T. R. (1988) Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, **16**, 720-723.
- EKDALE, A. A., MULLER, L. N. y NOVAK, M. T. (1984) Quantitative ichnology of modern pelagic deposits in the abyssal Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **45**, 189-223.
- ELDER, W. P., GUSTASON, E. R. y SAGEMAN, B. B. (1994) Correlation of basinal carbonate cycles to nearshore parasequences in the Late Cretaceous Greenhorn Seaway, Western Interior U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 892-902.
- EMBRY, A. F. y KLOVAN, J. E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **19**, 730-781.
- ESTEBAN, M. y JULIÁ, R. (1973) Discordancias erosivas intrajurásicas en las Catalánides. *Acta Geológica Hispanica*, **8**, 153-157.
- FERNÁNDEZ, A., CHAUVEL, J. J. y MORO, M. C. (1998) Comparative Study of the Lower Ordovician Ironstones of the Iberian Massif (Zamora, Spain) and of the Armorican Massif (Central Brittany, France). *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 53-62.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1984) Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geológicos*, **40**, 215-224.

- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985a) El Bajociense en la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. 850 pp. Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985b) Sequences sedimentaires et sequences taphonomiques. *Strata*, **2**, 116-122.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1991) Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española de Paleontología*, **6**, 37-49.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997a) Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Revista Española de paleontología*, **12**, 151-174.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997b) Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, **12**, 102-128.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997c) Ammonites, taphonomic cycles and stratigraphic cycles in carbonate epicontinental platforms. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **23**, 95-136.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997d) Factores determinantes en la conservación de los Ammonites Jurásicos. En: Vida y Ambientes del Jurásico (Ed. J. A. GÁMEZ VINTANED y E. LIÑÁN), pp. 137-157. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. R. (2000a) Ammonite Taphocycles in Carbonate Epicontinental Platforms. *GeoResearch Forum*, **6**, 293-300.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. R. (2000b) *Temas de Tafonomía*. 167 pp. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1978) El Jurásico en la región de Chelva-Domeño (Valencia). *Grupo Español de Mesozoico, Jurásico Cordillera Ibérica*, **VII**: 23 pp.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y SUAREZ-VEGA, L. C. (1979) Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) del Aalenense y Bajociense en Asturias. *Estudios Geológicos*, **35**, 231-239.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1990a) Facies aalenenses y bajocienses, con evidencias de emersión y carstificación, en el sector central de la Cuenca Ibérica. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*. Estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica II pp. 67-107. Instituto de Geol. Econ. (C.S.I.C.) Universidad Complutense de Madrid.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1990b) Utilidad sedimentológica y estratigráfica de los fósiles reelaborados. *Comunicaciones de la Reunión de Tafonomía y Fosilización*. Dpto. Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1990c) Evolution tectono-sédimentaire et genese des associations d'ammonites dans le secteur central du Bassin Ibérique (Espagne) pendant l'Aalenien. pp. 39-52. Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sér. Science.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. R. y FERNÁNDEZ-JALVO, Y. (2002) The limit between biostratigraphy and fossilization. In: Current Topics on Taphonomy and Fossilization (Ed. M. DE RENZI, M.V. PARDO ALONSO, M. BELINCHÓN, E. PEÑALVER, P. MONTTOYA, AND A. MÁRQUEZ-ALIAGA), pp. 27-36. Ajuntament de Valencia.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L. C. (1978) El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grupo Español del Mesozoico, Jurásico Cordillera Ibérica*, **VI**, 20 p.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1985) Le Dogger de Caudiel. Sédimentologie des carbonates développés sur un "monticule" de matériaux volcaniques. *Strata*, **2**, 101-115.

- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GÓMEZ, J. J. y URETA, M. S. (1988) Características de la plataforma carbonática del Dogger en el sector Meridional de la Sierra de la Demanda (Soria). En: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Grupo Español del Mesozoico. Ciencias de la Tierra, Geología, 167-195 pp. Instituto de Estudios Riojanos.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GOY, A. y URETA, M. S. (1988) El Toarciense superior, Aalenienense y Bajociense inferior en Camino (Santander). Precisiones bioestratigráficas. En: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Grupo Español del Mesozoico. Ciencias de la Tierra, Geología, 47-62 pp. Instituto de Estudios Riojanos.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ VEGA, L. C. (1996) El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos. *Revista Española de Paleontología*, N° Extraordinario, 122-139.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P. y MARTÍNEZ, G. (1998a) La diferenciación paleogeográfica de la Cuenca Catalana al principio del Jurásico Medio. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**, 3-22.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA-JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L. C. (1998b) La Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana) durante el Jurásico Medio: unidades litoestratigráficas, paleogeografía y ciclos ambientales. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **24**, 185-221.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., HENRIQUES, M. H., LINARES, A., SANDOVAL, J. y URETA, M. S. (1999) Aalenian *Tmetoceras* (Ammonoidea) from Iberia: taphonomy and palaeobiogeography. En: *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods* (Ed. F. OLÓRIZ y F. J. RODRÍGUEZ TOVAR), pp. 395-417. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, R., DUARTE, L. V. y HENRIQUES, M. H. P. (2000) Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13**, 3-15.
- FISCHER, A. G. (1984) The two Phanerozoic Supercycles. En: *Catastrophes and Earth History* (Ed. W. A. BERGGREN y J. A. VAN COUVERING), pp. 129-150. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- FISHER, R. V. y SCHMINCKE, H.-U. (1984) *Pyroclastic Rocks*. 472 pp. Springer Verlag, Berlin.
- FLÜGEL, E. (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. 976 pp. Springer, Berlin.
- FONTANA, B., GALLEGÓ, M. R., JURADO, M. J. y MELÉNDEZ, G. (1994) A correlation of subsurface and surface data of the middle-upper Jurassic between the Ebro basin and the Central Iberian chain. *Geobios, Special Memoir*, **17**, 563-574.
- FORTIN, D. y LANGLEY, S. (2005) Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals. *Earth-Science Reviews*, **72**, 1-19.
- FRENCH, B. M. (1973) Mineral Assemblages in Diagenetic and Low-Grade Metamorphic Iron-Formation. *Economic Geology*, **68**, 1063-1074.
- FRYER, B. J. (1983) Rare Earth Elements in Iron-Formation. En: *Iron-Formation: facts and problems* (Ed. A. F. TRENDALL y R. C. MORRIS), pp. 345-358. Elsevier, Amsterdam.
- FÜRSICH, F. T. (1978) The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities. *Lethaia*, **11**, 243-250.

- GALLEGO, M. R. y MELÉNDEZ, G. (1997) Síntesis estratigráfica y paleogeográfica del Jurásico en el sector meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Provincia de Álava, N. de España). IV Congreso de Jurásico de España. Teruel. 1997. Libro de comunicaciones.
- GARCÍA-FRANK, A., GARCÍA-VICENTE, V., URETA, S. y MAS, R. (2004) Desarrollo secuencial en el Jurásico Medio basal del sector de Ciria (Cordillera Ibérica Septentrional). *Geo-Temas*, **6**, 63-65.
- GARCÍA-FRANK, A. y DEL-MORAL, B. (2005) Reemplazamiento mineral en los núcleos bioclásticos de partículas ferruginizadas: Análisis preliminar. Abstract Volume, pp 45-46. *Taphos 05. 2nd International Meeting TAPHOS '05; 4ª Reunión de Tafonomía y Fosilización*.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., ARAMBURU, C. y BRIME, C. (1984) Kaolin tonstein of volcanic ash origin in Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, **14**, 27-33.
- GAUTIER, F. (1968) Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique Sud-aragonais (Espagne). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique Française*, **3**, 74-75.
- GAUTIER, F. (1974) Mapa Geológico de España, Escala 1: 50.000, Hoja 614 (28-24) Manzanera. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GAUTIER, F. y ODIN, G. S. (1983) Volcanisme Jurassique du Sud de l'Aragon (Espagne). *Compte Rendu Soc. Géol. France*, **2**, 73-77.
- GEHRING, A. U. (1985) A microchemical study of iron ooids. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **78**, 451-457.
- GEHRING, A. U. (1989) The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland. En: *Phanerozoic Ironstones* (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 13-139. Geological Society of London Special Publication.
- GEHRING, A. U. (1990) Diagenesis of ferriferous phases in the Northampton ironstone in the Cowthick quarry near Corby (England). *Geological Magazine*, **127**, 169-176.
- GERMAN, C. R., HOLLIDAY, B. P. y ELDERFIELD, H. (1991) Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 3553-3558.
- GERMAN C. R., KLINKHAMMER G. P., EDMOND J. M., MITRA A. y ELDERFIELD H. (1990) Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean. *Nature*, 516-518.
- GEYER, O. F. y HINKELBEIN, K. (1971) Eisenoolithische Kondensations-Horizonte im Lias der Sierra Espuña (Provinz Murcia, Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 398-414.
- GEYER, O. F. y HINKELBEIN, K. (1974) Las oolitas ferruginosas del Jurásico de la Sierra de Espuña (prov. de Murcia). *Acta Geológica Hispanica*, **IX**, n. 3, 102-106.
- GEYER, O. F., BEHMEL, H. y HINKELBEIN, K. (1974) Die Grenzoölite im Jura von Ostspanien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **143**, 17-57.
- GIBBONS, W. y MORENO, T. (2002) *The geology of Spain*. 649 pp. The Geological Society, London.
- GIL SERRANO, G. JIMÉNEZ, S. Y ZUBIETA, J.M. (1978) Mapa Geológico de España, 1: 50 000. Núm 278 (Canales de la Sierra). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GINER, J. (1980) Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sector Oriental). Tesis Doctoral. 316 pp. Universidad de Barcelona.

- GIRESSE, P. (1969) Etude des differents grains ferrugineux authigenes des sediments sous-marins au large du delta de l'Ogooue (Gabon). Ferruginous authigenic grains in the submarine sediments off the Ogooue delta, Gabon. *Sciences de la Terre*, **14**, 27-62.
- GOLDHABER, M. B. y KAPLAN, I. R. (1975) The sulfur cycle. En: The Sea (Ed. E. D. GOLDBERG), pp. 569-655. Wiley, New York.
- GOLDRING, R. (1991) *Fossils in the field. Information, potential and analysis*. 218 pp. Longman Scientific & Technical, New York.
- GOLDRING, R. (1995) Organisms and the substrate: response and effect. En: Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils (Ed. D. W. J. BOSENCE y A. ALLISON), pp. 151-180. The Geological Society of London Special Publication.
- GÓMEZ, J.J. (1979) El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordilera Ibérica. Tesis Doctoral. 683 pp. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. Universidad Complutense de Madrid.
- GÓMEZ, J. J. (1985a) Mapa Geológico de España, Escala 1: 50.000. Hoja 55 (7-7) Llíria. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GÓMEZ, J. J. (1985b) Mapa Geológico de España, Escala 1: 50.000 Hoja 47 (7-6) Teruel. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GÓMEZ, J. J. (1991) Mapa Geológico de España. Esc. 1: 200.000 (1ª edición) Hoja nº 40 (Daroca). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1979) Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **35**, 569-598.
- GÓMEZ, J. J. y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1994) Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, **92**, 147-159.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1997) El Jurásico de la Cordillera Ibérica: Estratigrafía secuencial y Paleogeografía. pp. 15-17. IV Congreso de Jurásico de España.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1998) Las unidades litoestratigráficas del Tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lésera (Zaragoza). *Geogaceta*, **23**, 63-66.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (2000) Definition and organization of limestone-marl cycles in the Toarcian of the northern and east-central part of the Iberian Subplate (Spain). *GeoResearch Forum*, **5**, 301-310.
- GÓMEZ, J. J. y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (2004) Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, **35**, 91-94.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (2005) Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**, 77-94.
- GÓMEZ, J. J., TRELL, A. y PÉREZ, P. (1976) Presencia y edad de vulcanitas en el Jurásico Norte de Valencia (Cordillera Ibérica. España). *Acta Geológica Hispanica*, **11**, 1-8.
- GÓMEZ, J. J., COMAS-RENGIFO, M. J. y GOY, A. (2003) Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costeras Catalanas. *Rev. Soc. Geol. España*, **16**, 227-237.
- GÓMEZ, J. J., (COORD.), GÓMEZ, J. J., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. R. y GOY, A. (2004) Primera fase de post-rifting: Jurásico Inferior y Medio. En: Geología de España (Ed. J.A. VERA), pp. 495-503. SGE-IGME, Madrid.

- GONZÁLEZ, R., PAREJA, R. y BALLESTEROS, C. (1991) *Microscopía Electrónica*. 158 pp. Eudema. Madrid.
- GOY, A. (1974) *El Lias en la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. 940 pp. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid.
- GOY, A. y URETA, S. (1981) Bioestratigrafía del Aaleniano en Préjano-Muro de Aguas (Logroño). *Cuadernos de Geología. Universidad de Granada*, **10**, 107-119.
- GOY, A. y URETA, S. (1987) *Leioceratinae (Ammonitina)* del Aaleniano inferior de Fuentelsaz (Cordillera Ibérica, España). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **25**, 213-236.
- GOY, A. y URETA, S. (1990) El Aaleniano en la Cordillera Ibérica. *Cahiers Univ. Catho. Lyon, Sér. Sci.*, **4**, 73-87, 7 fig.
- GOY, A. y URETA, S. (1991) The lower boundary of the Aalenian in the Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain). En: Conference on Aalenian and Bajocian Stratigraphy. (Ed. N. Morton). pp.33-47. Birkbeck College, University of London.
- GOY, A. y URETA, S. (1994) Bioestratigrafía del Aaleniano en el Sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (España). pp. 102-105. Comunicaciones de la X Jornadas de Paleontología. Madrid.
- GOY, A., GÓMEZ, J. J. y BACELAR, J. (1973) El Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense, en facies de oolitos ferruginosos, en el límite SW. del Rincón de Ademuz (Valencia-Cuenca). *Estudios Geológicos*, 355-364.
- GOY, A., GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **32**, 391-423.
- GOY, A., MARTÍNEZ, G. y URETA, S. (1991) The Succession of Hammatoceratinae in the Aalenian of Northern Spain. pp. 49-63. En: Conf. Aal. Baj. Strat. Isle of Skye.
- GOY, A., MARTÍNEZ, G. y URETA, S. (1994) The Toarcian in the Pozazal-Reinosa region (Cantabrian Mountains, Spain). *Coloquios de Paleontología*, **46**, 93-127.
- GOY, A., URETA, S., ARIAS, C., CANALES, M. L., HERRERO, C., MARTÍNEZ, G. y PERILLI, N. (1994) The Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain), a possible Stratotype for the base of the Aalenian Stage. En: Proceedings 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy. (Eds. S. Cresta y G. Pavia). Vol. 5. pp. 1-31. Servizio Geologico Nazionale. Roma.
- GOY, A., HENRIQUES, M. H., SANDOVAL, J. y URETA, S. (2000) Stratigraphic events at the Lias-Dogger boundary in Iberia: Betic and Iberian Cordilleras and Lusitanian Basin. *Strata*, **10**, 133-136.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. Y SMITH, A. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. 589 pp. Cambridge University Press.
- GREEN, O. R. (2001) *A Manual of practical laboratory and field techniques in palaeobiology*. 538 pp. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- GUERRA, S. (1989) Time and space distribution of Paleozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 197-212. Geological Society of London Special Publications.
- GUIMERÁ, J. (1984) Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, **121**, 413-420.

- GUIMERÁ, J. y ÁLVARO, M. (1990) Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 339-348.
- GUIMERÁ, J., ALONSO A. y MAS, R. (1995) Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: Basin Inversion (Ed. J. G. BUCHANAN y P. G. BUCHANAN), pp. 443-453. Geological Society of London Special Publication.
- GUIMERÁ, J., MAS, R. y ALONSO, A. (2004) Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, **161**, 291-303.
- GUIMERÁ, J., SALAS, R., VERGÉS, J. y CASAS, A. (1996) Mesozoic extension and Tertiary compressive inversion in the Iberian Chain: results from the analysis of a gravity profile. *Geogaceta*, **20**, 1691-1694.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., LUNAR, R. y AMORÓS, J. L. (1984) Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado paleogeográfico. Vol. 2. 501-525 pp. I Congreso Español de Geología.
- GYGI, R. A. (1981) Oolitic iron formation: marine or not marine. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **74**, 233-254.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975) *Trace Fossils and Problematica. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W Miscellaneous, Supplement 1*, 269 pp. The Geological Society of America and the University of Kansas, Boulder, CO.
- HALEY, B. A., KLINKHAMMER, G. P. y MCMANUS, J. (2004) Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 1265-1279.
- HALLAM, A. (1975) Jurassic environments. 269 pp. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press.
- HALLAM, A. (1984a) Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **47**, 195-223.
- HALLAM A. (1984b) Pre-Quaternary sea-level changes (Phanerozoic eustasy). *Annual review of earth and planetary sciences*, **12**, 205-244.
- HALLAM, A. (2001) A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 23-37.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- HARDER, H. (1978) Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. *Clays and Clay Minerals*, **26**, 65-72.
- HARDER, H. (1989) Mineral genesis in ironstones: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations. En: Phanerozoic Ironstone (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 9-18. Geological Society of London Special Publication.
- HEIKOOP, J. M., TSUJITA, C. J., RISK, M. J., TOMASCIK, T. y MAH, A. J. (1996) Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia. *Geology*, **24**, 759-762.
- HEIM, A. (1934) Stratigraphische Kondensation. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **27**, 372-383.
- HENDERSON, P. (1984) *Rare Earth Element Geochemistry*. 510 pp. Elsevier, Amsterdam.

- HENRIQUES, M. H., LINARES, A., SANDOVAL, J. y URETA, S. (1996) The Aalenian in the Iberia (Betic, Lusitanian and Iberian Basins). *Georesearch Forum*, **1-2**, 139-150.
- HERNÁNDEZ, J. M. (2000) Sedimentología, paleogeografía y relaciones tectónica/sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la cuenca rift de Aguilar (Grupo Campoó Jurásico superior-Cretácico inferior de Palencia, Burgos, Cantabria). 224 pp. Universidad del País Vasco.
- HESSELBO, S. P. y COE, A. L. (2000) Jurassic sequences of the Hebrides Basin, Isle of Skye, Scotland. En: Field Trip Guidebook, International Sedimentologists Association Meeting (Ed. J. R. GRAHAM y A. RYAN), pp. 41-58. University of Dublin. Dublin.
- HESSELBO, S.P., MORGANS-BELL, H. S., ROBINSON, S. A., MCELWAIN, J. C., REES, P. M. y ROSS, C. E. (2003) Carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment. *Journal of Geology*, **111**, 259-276.
- HILLIER, S. (1995) Erosion, Sedimentation and Sedimentary Origin of Clays. En: Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. (Ed. B. VELDE), pp. 162-219. Springer-Verlag, Berlin.
- HINKELBEIN, K. (1975) Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien VII. Stratigraphie und Fazies im Mitteljura der centralen Iberischen Ketten. *Nueus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **148**, 139-184.
- HOFFMAN, A. (1981) The ecostratigraphic paradigm. *Lethaia*, **14**, 1-7.
- HOYOS, M., GILLOT, P. Y., SANZ, E., SOLER, V., SÁNCHEZ-MORAL y CAÑAVERAS, J.C. (1998) El volcanismo de Nuévalos (Zaragoza): Situación morfoestructural y edad. *Estudios Geológicos*, **54**, 103-107.
- HU, X., WANG, Y. L. y SCHMITT, R. A. (1988) Geochemistry of sediments on the Rio Grande Rise and the redox evolution of the South Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 201-207.
- HUGHES, C. R. (1989) The application of analytical transmission electron microscopy to the study of oolitic ironstones; a preliminary study. En: Phanerozoic ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 121-131. Geological Society of London Special Publications.
- HUNTER, M. A., CANTRILL, D. J., FLOWERDEW, M. J. y MILLAR, I. L. (2005) Mid-Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society, London*, **162**, 745-748.
- IJIMA, A. y MATSUMOTO, R. (1982) Berthierine and chamosite in coal measures of Japan. *Clays and Clay Minerals*, **30**, 264-274.
- JAMES, R. H. y ELDERFIELD, H. (1996) Chemistry of ore-forming fluids and mineral formation rates in an active hydrothermal sulfide deposit on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, **24**, 1147-1150.
- JEANS, C. V., WRAY, D. S., MERRIMAN, R. J. y FISHER, M. J. (2000) Volcanogenic clays in Jurassic and Cretaceous strata of England and the North Sea Basin. *Clay Minerals*, **35**, 25-55.
- JENKYNS, H. C. (1971) The genesis of condensated sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, **4**, 327-352.
- JENKYNS, H. C. y JENKINS J. R., (1991) Geological evidence for intra-Jurassic faulting in the Wessex Basin and its margins. *Journal of the Geological Society*, **148**, 245-260.
- KÄLIN, O. (1980) *Schizosphaerella punctulata* DEFLAGRANDRE & DANGEARD: Wall ultrastructure and preservation in deeper-water carbonate sediments of the Tethyan Jurassic. *Eclgae Geol. Helv.*, **73**, 983-1008.

- KÄLIN, O. y BERNOULLI, D. (1984) *Schizosphaerella* DEFLANDRE AND DANGEARD in Jurassic Deeper-Water carbonate sediments, Mazagan Continental Margin (Hole 547B) and Mesozoic Tethys. En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Ed. K. HINZ *et al.*), pp. 411-435. Washington.
- KAUFFMAN, E. G., ELDER, W. P. y SAGEMAN, B. B. (1991) High-Resolution Correlation: a New Tool in Chronostratigraphy. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 795-819. Springer-Verlag, Heidelberg.
- KEARSLEY, A. T. (1989) Iron-rich ooids, their mineralogy and microfabrics: clues to their origin and evolution. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 141-163. Geological Society of London Special Publications.
- KERR, P. F. (1977) *Optical Mineralogy*. 492 pp. McGraw-Hill. New York.
- KIDWELL, S. M. (1991) Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 682-695. Springer, Berlin.
- KIMBERLEY, M. M. (1978) Paleoenvironmental classification of iron formations. *Economic Geology*, **73**, 215-229.
- KIMBERLEY, M. M. (1979) Origin of Oolite iron formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 111-132.
- KIMBERLEY, M. M. (1980) The Paz de Rio Oolitic Inland-Sea Iron Formation. *Economic Geology*, **75**, 97-106.
- KIMBERLEY, M. M. (1989a) Nomenclature for iron formations. *Ore Geology Reviews*, **5**, 1-12.
- KIMBERLEY, M.M. (1989b) Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*, **5**, 13-145.
- KIMBERLEY, M. M. (1994) Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? *Terra Nova*, **6**, 116-132.
- KIMBERLEY, M. M. (2005) *Dynamic Earth: Chemistry*. 369 pp. Wiley and Sons. New York.
- KLINKHAMMER, G. P., ELDERFIELD, H. y HUDSON, A. (1983) Rare earth elements in sea water near hydrothermal vents. *Nature*, **305**, 185-188.
- KNOX, R. W. (1970) Chamosite ooliths from the Winter Gill Ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, 1216-1225.
- KONHAUSER, K. O. (1998) Diversity of bacterial iron mineralization. *Earth-Science Reviews*, **43**, 91-121.
- KOWALEWKI, M. (1996) Time-averaging, overcompleteness, and the geological record. *The Journal of Geology*, **104**, 317-326.
- KRAJEWSKI K. P. (1984) Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, 443-470.
- KRASSILOV, V.A. (1978) Organic evolution and natural stratigraphical classification. *Lethaia*, **11**, 93-104.
- KRUMBEIN, W. C. y GARRELS, R. M. (1952) Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journal of Geology*, **60**, 1-33.
- LAGO, M. (1980) Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de rocas ofíticas en el norte de España. Tesis Doctoral. 484 pp. Universidad de Zaragoza.

- LAGO, M., DUMITRESCU, R., BASTIDA, J., ARRANZ, E., GIL, A., POCÓVI, A., LAPUENTE, M. P. y VAQUER, R. (1996) Características de los magmatismos alcalino y subalcalino pre-Hettangiano del borde SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 159-181.
- LAGO, M., GALÉ, C., ARRANZ, E., GIL, A., POCÓVI, A. y VAQUER, R. (2000) The triassic alkaline dolerites of the Valacloche-Camarena Area (SE-Iberian Chain, Teruel): Geodynamic implications. *Estudios Geológicos*, **56**, 211-228.
- LAGO, M., ARRANZ, E., POCÓVÍ, A., GALÉ, C. y GIL, A. (2004a) Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. En: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe Series* (Ed. M. WILSON, E.R. NEUMANN, G.R. DAVIES, M.J. TIMMERMAN, M. HEEREMANS, AND B. T. LARSEN), pp. 465-491. Geological Society of London Special Publications.
- LAGO, M., (COORD.), LAGO, M., ARRANZ, E., GIL, A. y POCÓVI, A. (2004b) Magmatismo asociado. En: *Geología de España* (Ed. J.A. VERA), pp. 522-525. SGE-IGME, Madrid.
- LAWRENCE, D. R. (1968) Taphonomy and Information losses in fossil Communities. *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 1315-1330.
- LEMOALLE, J. y DUPONT, B. (1973) Iron-bearing Oolites and the Present Conditions of Iron Sedimentation in Lake Chad (Africa). En: *Ores in Sediments* (Ed. G.C. AMSTUTZ y A.J. BERNARD), pp. 167-178. International Union of Geological Sciences. Series A.
- LI, Y. H., BISCHOFF, J. y MATHIEU, G. (1969) The migration of manganese in the arctic basin sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **7**, 265-270.
- LUNAR HERNÁNDEZ, R. y RUIZ CRUZ, M.D. (1977) Mineralogía de las rocas de caja de los yacimientos de hierro en los alrededores de Ponferrada (León). *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXVIII**, 78-89.
- LUNAR, R. y AMORÓS J. L. (1979) Mineralogy of the Oolitic Iron Deposits of the Ponferrada-Astorga Zone, Northwestern Spain. *Economic Geology*, **74**, 751-762.
- LYNN, D. C. y BONATTI, E. (1965) Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. *Marine Geology*, **3**, 457-474.
- LÖWEMARK, L. y WERNER, F. (2001) Dating errors in high-resolution stratigraphy: a detailed X-ray radiograph and AMS-14C study of Zoophycos burrows. *Marine Geology*, **177**, 191-198.
- LÖWEMARK, L. y SCHAFER, P. (2003) Ethological implications from a detailed X-ray radiograph and 14C study of the modern deep-sea Zoophycos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**, 101-121.
- LÖWEMARK, L., SCHONFELD, J., WERNER, F. y SCHAFER, P. (2004) Trace fossils as a paleoceanographic tool: evidence from Late Quaternary sediments of the southwestern Iberian margin. *Marine Geology*, **204**, 27-41.
- MACEACHERN, J. A., BECHTEL, D. J. y PEMBERTON, S. G. (1992). Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively-related deposits and transgressive systems tracts in the Viking Formation of Alberta. Applications of ichnology to petroleum exploration - A core workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17.
- MACEACHERN, J. A. y PEMBERTON, S. G. (1997) Ichnology: biogenic utility in genetic stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Joint Convention. Notes Core Conference.
- MADON, M. B. H. (1992) Depositional setting and origin of berthierine oolitic ironstones in the Lower Miocene Terengganu Shale, Tenggol Arch, offshore peninsular Malaysia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 899-916.

- MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M., LAGO, M., VAQUER, R., VALENZUELA RÍOS, J. I. y ARRANZ YAGÜE, E. (1996a) Composición mineral del volcanismo Jurásico (pre-Bajociense Medio) en la Sierra de Jabalambre (Cordillera Ibérica, Teruel): datos preliminares. *Geogaceta*, **19**, 41-44.
- MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M., LAGO, M., VALENZUELA RÍOS, J. I., VAQUER, R. y SALAS, R. (1996b) El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: composición y estructura. *Geogaceta*, **20**, 1687-1690.
- MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M., LAGO, M., VALENZUELA RÍOS, J. I., VAQUER, R., SALAS, R. y DUMITRESCU, R. (1997a) El volcanismo triásico y jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Boletín Geológico y Minero*, **108**, 367-376.
- MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M., VALENZUELA RÍOS, J. I., LAGO, M., BASTIDA, J. y VAQUER, R. (1997b) Origen epiclástico de estratificaciones cruzadas afectando a materiales volcanoclasticos jurásicos en la Sierra de Javalambre (Teruel). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **22**.
- MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M., VAQUER NAVARRO, R. y LAGO SAN JOSÉ, M. (1998) El volcanismo jurásico de la sierra de Javalambre (Cadena Ibérica, Teruel). *Teruel*, **86**, 43-61.
- MAS, J. R., ALONSO A., GARCÍA, A., ARIAS, C., VILAS, L., MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R. (1982) Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9 Reunion Annuelle des Sciences de la Terre. Soc. Géol. de France, Paris.
- MAS, J. R., ALONSO, A. y GUIMERÁ, J. (1993) Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, **6**, 129-144.
- MAS, R., BENITO, M.I., ARRIBAS, J., SERRANO, A., GUIMERÁ, J., ALONSO, A. y ALONSO-AZCÁRATE, J. (2002) *La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria- Implicaciones en la exploración de hidrocarburos*. Instituto de Estudios Riojanos. Zubía. 9-64.
- MAS, R., BENITO, M. I., ARRIBAS, J., SERRANO, A., GUIMERÁ, J., ALONSO, A. y ALONSO-AZCÁRATE, J. (2003) The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to tertiary contractional Inversion - Implications of Hydrocarbon Exploration. Northwest Iberian Chain, North Spain. Centr. Recherches Elf-Total-Fina. AAPG International Conference and Exhibition.. Geol. Field Trip 11.
- MAS, R., GARCÍA, A., (COORD.), MAS, R., GARCÍA, A., SALAS, R., MELÉNDEZ, A., ALONSO, A., AURELL, M., BÁDENAS, B., BENITO, M. I., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J. F., GIL, J. y SEGURA, M. (2004) Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: *Geología de España* (Ed. J.A. VERA), pp. 503-510. SGE-IGME, Madrid.
- MATYJA, B. A. y SEILACHER, A. (1985) Oyster beds: morphologic response to changing substrate conditions. En: *Sedimentary and Evolutionary Cycles* (Ed. U. BAYER y A. SEILACHER), pp. 421-435. Springer-Verlag, Berlin.
- MAYNARD, J. B. (1982) Extension of Berner's "New geochemical classification of sedimentary environments" to ancient sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1325-1331.
- MAYNARD, J. B. (1986) Geochemistry of Oolitic Iron Ores, an Electron Microprobe Study. *Economic Geology*, **81**, 1473-1483.
- MCARTHUR, J. M. y HOWARTH R. J. (2004) Strontium isotope stratigraphy. En: *A Geologic Time Scale 2004* (Ed. F. GRADSTEIN, J. OGG y A. SMITH), pp. 96-105. Cambridge University Press.
- MCLENNAN, S. M. (1989) Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. En: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (Ed. B. R. LIPIN y G. A. MCKAY), pp. 169-200. Mineralogical Society of America. Washington D. C.

- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. y ATROPS, F. (1990) Las unidades del Jurásico superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 225-245.
- MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L. y BROCHWIC-LEWINSKI, W. (1983) Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. Part I: biostratigraphy and nature of the gaps. *Bull. Acad. Pol. des Sc. Série des Sciences de la Terre*, **30**, 157-172.
- MENSINK, H. (1965) Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Hannover*, **44**, 55-102.
- MERTMANN, D. (1986) Die regressive Faziesentwicklung im Ober-Toarcium/Aalenium der NW-Iberischen Ketten, Spanien. *N. Jb. Paläont. Abh. Stuttgart*, **173** (1) 1-46.
- MEUNIER, A. (2005) Diagenesis and Very Low-Grade Metamorphism. En: *Clays* (Ed. A. MEUNIER), pp. 329-377. Springer, Berlin Heidelberg.
- MEYERS, K. J. y MILTON, N. J. (1996) Principles of sequence stratigraphy. En: *Sequence Stratigraphy* (Ed. D. EMERY y K. J. MEYERS), pp. 11-44. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- MEZCUA, J., GIL, A. y BENARROCH, R. (1996) Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. 7 pp. Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- MICHARD, A. y ALBAREDE, F. (1986) The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, **55**, 51-60.
- MILLOT, G. (1970) *Geology of clays: weathering, sedimentology, geochemistry*. 429 pp. Springer-Verlag, New York.
- MITCHUM, R. M. (1977) Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy. En: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C. E. PAYTON), pp. 205-212. Memoir American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- MITCHUM, R. M. y VAN WAGONER, J. C. (1991) Parasequences and high frequency sequences in well logs, core and outcrops. En: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C. E. PAYTON), pp. 205-212. Memoir American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- MITJAVILA, J. y MARTÍ, J. (1986) El volcanismo triasico del sur de Catalunya. *Revista d'Investigacions Geologiques*, **42-43**, 89-103.
- MOORE, D. M. y REYNOLDS, R. C. (1997) *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. 378 pp. Oxford University Press. Oxford.
- MORGANS, H. S. y HESSELBO, S. P. (1999) The Seasonal Climate of the Early-Middle Jurassic, Cleveland Basin, England. *Palaio*, **14**, 261-272.
- MORILLO-VELARDE, M. J. y MELÉNDEZ-HEVIA F. (1979) El Jurásico de "La Alcarria"- "La Mancha". *Cuadernos de Geología*, **10**, 149-166.
- MÜLLER, A. H. (1963) *Lerhbuch der Paläozoologie. I. Allgemeine Grundlagen*. 387 pp. Veb Gustav Fischer Verlag, Jena.
- NEALSON, K. H. (1983) The microbial iron cycle. In: *Microbial Geochemistry* (Ed. by W. E. KRUMBEIN), pp. 159-190. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- NEALSON, K. H. y MYERS, C. R. (1990) Iron reduction by bacteria: a potential role in the genesis of banded iron formations. *American Journal of Science*, **290-A**, 35-45.

- ODIN, G. S. (1985) La 'verdine' facies granulaire vert, marin et cotier, distinct de la glauconie: distribution actuelle et composition. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, Serie II*, **301**, 105-108.
- ODIN, G. S. (1988) *Green Marine Clays. Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies- A Comparative Study*. 445 pp. Developments in sedimentology 45. Elsevier. Amsterdam.
- ODIN, G. S. y MATTER, A. (1981) De glauconarium origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- ODIN, G. S., KNOX, R. W. O. B., GYGI, R. A. y GUERRAK, S. (1988) Green Marine Clays from the Oolitic Ironstone Facies: Habit, Mineralogy, Environment. En: *Green Marine Clays. Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies- A Comparative Study* (Ed. G.S. ODIN), pp. 29-52. Elsevier. Amsterdam.
- OHMERT, W. (1996) *Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium) bei Wittnau und Fuentelsaz : Beispiele interdisziplinärer geowissenschaftlicher Zusammenarbeit*. 52 pp. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. Freiburg.
- OLIVERO, D. (2003) Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of *Zoophycos* in the French Subalpine Basin (Southeastern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**, 59-78.
- ORCEL, J., HÉNIN, S. y CAILLERE, S. (1949) Sur les silicates phylliteux des minerais de fer oolithiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **229**, 134-135.
- ORTÍ CABO, F. y VAQUER NAVARRO, R. (1980) Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geológica Hispánica*, **XV**, 127-130.
- OSCHMANN, W. (1988) Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobentic associations from southern England and northern France. *Facies*, **18**, 49-82.
- OSCHMANN, W. (1991) Anaerobic-Poikiloaerobic-Aerobic: a New Facies Zonation for Modern and Ancient Neritic Redox Facies. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 565-571. Springer-Verlag, Heidelberg.
- PARRISH, J. T. y CURTIS, R. L. (1982) Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **40**, 31-66.
- PATRICK, D., MARTIN, J. E., PARRIS, D. C. y GRANDSTAFF, D. E. (2004) Paleoenvironmental interpretations of rare earth elements signatures in mosasaurs (reptilia) from the upper Cretaceous Pierre Shale, central South Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **212**, 277-294.
- PAVIA, G. y ENAY, R. (1997) Definition of the Aalenian-Bajocian Stage Boundary. *Episodes*, **20**, 16-22.
- PEMBERTON, S. G., MAC EACHERN, J. A. y FREY, R. W. (1992) Trace fossil facies models: Environmental and allostratigraphic significance. En: *Facies models and sea level changes* (Ed. R. G. WALKER y N. P. JAMES), pp. 47-72. Geological Association of Canada. Vancouver.
- PERYT, T. (1983) *Coated Grains*. 655 pp. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- PETRÁNEK, J. y VAN HOUTEN, F. B. (1997) *Phanerozoic Ooidal Ironstones*. 71 pp. Czech Geological Survey Special Papers 7, Prague.
- POMAR, L. (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, **13**, 313-334.
- PORRENGA, D. H. (1967) Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, **5**, 495-501.

- PUJALTE, V., ROBLES, S. y VALLES, J. C. (1988) El Jurásico Marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. **11**. Libro guía de las excursiones, Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos).
- PUJALTE, V., ROBLES, S. y HERNÁNDEZ, J. M. (1996) La sedimentación continental del grupo Campoó (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase de rift. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **21**, 227-251.
- QUESADA, S. y ROBLES, S. (1995) Distribution of Organic Facies in the Liassic Carbonate Ramps of the Westwtn Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). 17th International Meeting on the Organic Geochemistry, Fieldtrip Guidebook. San Sebastián, España.
- QUESADA, S., ROBLES, S. y PUJALTE, V. (1991) Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficie del Jurásico Marino de la Cuenca de Santander (Cantabria, Palencia y Burgos). *Geogaceta*, **10**, 3-6.
- QUESADA, S., ROBLES, S. y PUJALTE, V. (1993) El Jurásico Marino del margen suroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y su relación con la exploración de hidrocarburos. *Geogaceta*, **13**, 92-96.
- QUESADA, S., DORRONSORO, C., ROBLES, S., CHALER, R. y GRIMALT, J. O. (1997) Geochemical correlation of oil from the Ayoluengo field to Liassic black shale units in the Southwestern Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Organic Geochemistry*, **27**, 25-40.
- QUESADA, S., ROBLES, S. y ROSALES, I. (2005) Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Journal of the Geological Society*, **162**, 531-548.
- RAMAJO, J., AURELL, M. y CEPRÍA, J. (2002) Análisis de las facies de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío en la Sierra de Arcos (Jurásico, Cordillera Ibérica septentrional). *Journal of Iberian Geology*, **28**, 45-64.
- RAMOS, E. y SEGOVIA, B. (2002) Iron pisolites in the Early-Middle Miocene of Majorca (Western Mediterranean)[Pisolitos ferruginosos en el Mioceno inferior-medio de Mallorca]. *Acta Geologica Hispanica*, **37**, 285-298.
- RAT, P. (1962) Contribution á l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 3-12.
- RAT, P. (1966) *Nubecularia reicheli* nov. sp.; foraminifère constructeur de fausses oolites dans le Bajocien de Bourgogne. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **59**, 73-85.
- REES, P. M., ZIEGLER, A. M. y VALDÉS, P. J. (2000) Jurassic phytogeography and climates: new data and model comparisons. En: Warm climates in Earth History (Ed. B. T. HUBER, G. M. KENNETH y S. L. WING), pp. 297-318. Cambridge University Press, Cambridge.
- REITNER, J. y NEUWEILER, F. (1995) Mud mounds: a polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies*, **32**, 1-70.
- REY, D. y RAMOS, A. (1991) Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4**, 105-125.
- RIBA, O. (1975) Introduction. En: Le Bassin Terciarie Catalan spagnol et les gisements de Potasse. Livret de l'excursion, n 20. IX Congres International de Sedimentologie, Nice.
- RICKEN, W. (1991) Time Span Assessment- an Overview. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 773-794. Springer-Verlag, Heidelberg.

- ROBLES, S., PUJALTE, V. y VALLES, J.C. (1989) Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, 185-198.
- ROBLES, S., PUJALTE, V., HERNÁNDEZ, J. M. y QUESADA, S. (1996) La sedimentación aluvio-lacustre de la Cuenca de Cires (Jurásico sup-Berriasiense de Cantabria): un modelo evolutivo de las cuencas lacustres ligadas a la etapa temprana del rift Nord-Ibérico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **21**, 227-251.
- ROCA, E., GUIMERÁ, J. y SALAS, R. (1994) Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, **131**, 155-168.
- ROD, E. (1946) Über ein Fosillager im oberen Malm der Melchtaleralpen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **39**, 177-198.
- ROHRLICH, V., PRICE, N. B. y CALVERT, S. E. (1969) Chamosite in the recent sediments of Loch Etive (Scotland). *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 624-631.
- RORHLICH, V. (1974) Microestructure and microchemistry of iron oololiths. *Mineralium Deposita*, **9**, 133-142.
- SAGEMAN, B. B., WIGNALL, P. B. y KAUFFMAN, E. G. (1991) Biofacies Models for Oxygen-Deficient Facies in Epicontinental Seas: Tool for Paleoenvironmental Analysis. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 542-564. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SALAS, R. (1989) Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, 121-157.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**, 33-55.
- SALAS, R., ALONSO A., AURELL, M., CARBÓ, A., CASAS, A., GÓMEZ, J. C., GUIMERÁ, J., MARTÍN-CLOSAS, C., MAS, R., MELÉNDEZ, A., MELÉNDEZ, G., MELÉNDEZ, N. , RIVERO, LL. y SERRA-KIEL, J. (1992) Sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Jurassic and Cretaceous in the Iberian basin (Iberian Range) Spain. Abstracts volume, pp. 211. Sequence Stratigraphy of European Basins, CNRS-IFP Dijon, France.
- SALAS, R., GUIMERÁ, J., MAS, R., MARTÍN-CLOSAS, C., MELÉNDEZ, A. y ALONSO A. (2001) Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain) . En: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Ed. W. CAVAZZA *et al.*), pp. 145-185. *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*
- SAN ROMÁN, J. y AURELL, M. (1992) Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 101-117.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., VERA DE LA PUENTA, C., SUAREZ DE CENTI, C. y AGUEDA, J. A. (1984) Facies y ambientes sedimentarios del Silúrico y Devónico Inferior en la región central de Asturias. *Departamento Estratigrafía y Geología Histórico. Universidad de Oviedo*, **20**, 57-71.
- SANDOVAL, J. y CHANDLER, R. B. (2000) The sonniniid ammonite *Euhoplloceras* from the Middle Jurassic of South-West England and Southern Spain. *Palaeontology*, **43**, 495-532.
- SANDOVAL, J., HENRIQUES, M. H., URETA, S., GOY, A. y RIVAS, P. (2001) The Lias/Dogger boundary in Iberia: Betic and Iberian Cordilleras and Lusitanian basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 385-387.

- SANDOVAL, J., O'DOHERTY, L., VERA, J. A. y GUEX, J. (2002) Sea-level changes and ammonite faunal turnover during the Lias/Dogger transition in the western Tethys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 57-66.
- SAVRDA, C. E. (1991) *Teredolites*, wood substrates, and sea-level dynamics. *Geology*, **19**, 905-908.
- SAVRDA, C. E. y BOTTJER, D. J. (1986) Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- SAVRDA, C. E. y BOTTJER, D. J. (1987) The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, **327**, 54-56.
- SAVRDA, C. E. y BOTTJER, D. J. (1991) Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview. En: Modern and ancient continental shelf anoxia (Ed. R. V. TYSON y T. H. PEARSON), pp. 291-310. Geological Society of London Special Publication.
- SAVRDA, C. E., BOTTJER, D. J. y SEILACHER, A. (1991) Redox-Related Benthic Events. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 524-541. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- SEILACHER, A. (1957) An-Aktualistisches Wattenmeer? *Paläontologische Zeitschrift*, **31**, 198-206.
- SEILACHER, A., MATYJA, B. A. y WIERZBOWSKI, A. (1985) Oyster beds: Morphological response to changing substrate conditions. En: Sedimentary and Evolutionary Cycles (Ed. U. BAYER y A. SEILACHER), pp. 421-435. Lecture Notes on Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin.
- SELLWOOD, B. W. y JENKYNS, H. C. (1975) Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain). *Geological Society of London Journal*, **131**, 373-388.
- SHERRELL R. M., FIELD M. P. y RAVIZZA G. (1999) Uptake and fractionation of rare earth elements on hydrothermal plume particles at 9°45'N, East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1709-1722.
- SHOLKOVITZ E. R. (1988) Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon Delta, and East China Sea: reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans. *American Journal of Science*, 236-281.
- SHOLKOVITZ, E. R., LANDING, W. M. y LEWIS, B. L. (1994) Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 1567-1579.
- SIELH, A. y THEIN, J. (1989) Minette-type ironstones. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 175-193. Geological Society of London Special Publications.
- SLOSS, L. L. (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**, 93-113.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1971) El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): Los problemas postkimméricos. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 509-532.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1972a) Las series Juásicas del "Purbekiense" neocomiense de Guernica. *Boletín Geológico y Minero*, **83**, 221-230.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1972b) El Jurásico y el Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental): los problemas postkimméricos. *Boletín Geológico y Minero*, **83**, 582-594.
- SORBY, H. C. (1856) On the origin of the Cleveland Hill Ironstone. Proceedings of the Geological and Polytechnic Society of the West Riding of Yorkshire. 3, 457-461.

- SPEARS, D. A. (1968) The formation of sedimentary iron minerals, part II. *Economic Geology*, **63**, 262-270.
- SPEARS, D. A. (1989) Aspects of iron incorporation into sediments with special reference to the Yorkshire Ironstones. En: Phanerozoic Ironstone (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 19-30. Geological Society of London Special Publication.
- SPEYER, S. E. y BRETT, C. E. (1988) Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**, 225-262.
- STRAKHOV, N. M. (1973) *Principles of Lithogenesis*. 609 pp. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- STURESSON, U. (1989) Coated grains in Lower Viruan limestones in Västergötland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **111**, 273-284.
- STURESSON, U. (1992a) Volcanic ash: the source material for Ordovician chamosite ooids in Sweden. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1084-1094.
- STURESSON, U. (1992b) The Lower-Middle Ordovician transition in south-central Sweden: phosphorite and iron ooid formation induced by volcanic ash. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **114**, 431-445.
- STURESSON, U. (2003) Lower Palaeozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspective. *Sedimentary Geology*, **159**, 241-256.
- STURESSON, U., DRONOV, A. y SAADRE, T. (1999) Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia; a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology*, **123**; 1-2, 63-80.
- STURESSON, U., HEIKOOP, J. M. y RISK, M. J. (2000) Modern and Palaeozoic iron ooids; a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, **136** 1-2, 137-146.
- SUÁREZ-VEGA, L. C. (1974) Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**, 1-368.
- TAYLOR, K. G. (1998) Spatial and temporal variations in early diagenetic organic matter oxidation pathways in Lower Jurassic mudstones of eastern England. *Chemical Geology*, **145**, 47-60.
- TAYLOR, K. G. y CURTIS, C. D. (1995) Stability and Facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from ironstone-mudstone succession, U. K. *Journal of Sedimentary Research*, **65**, 358-368.
- TAYLOR S. R. y MCLENNAN S. M. (1985) *The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. 312 pp. Blackwell. Oxford.
- TEYSSEN, T. A. L. (1984) Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology*, **31**, 195-211.
- TUCKER, M. (1988) *Techniques in Sedimentology*. 394 pp. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- TUCKER, M. E. (1991) *Sedimentary Petrology An introduction*. 260 pp. Blackwell, Oxford.
- TYSZKA, J. (1994) Response of middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 55-81.
- TYSZKA, J. (2001) Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the toarcian/aalenian "Fleckenmergel"-facies in the carpathian Pieniny Klippen Belt. *Geologica Carpathica*, **52**, 147-158.

- URETA, M. S. (1977) El Toarciense terminal y el Aalenienense en la Sierra de la Demanda: Bioestratigrafía y Paleontología. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita)
- URETA GIL, S. (1985) Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonitina) del Aalenienense en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. 452 pp; 34 fig. Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- URETA, M.S. (1988) El Aalenienense en el borde Nororiental de la Sierra de los Cameros, (Muro de Aguas, Logroño). En: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Grupo Español del Mesozoico pp. 299-308. Instituto de Estudios Riojanos.
- URETA, S. y KÄLIN, O. (1985) Early middle Jurassic Sedimentation in the NW Celtiberian Domain. pp. 694-697. 6th European Regional Meeting of Sedimentology. I.A.S. Lleida.
- URETA, S. y GOY, A. (1986) El Aalenienense en el Área de Talveila (Soria) Bioestratigrafía y Evolución Sedimentaria. *Estudios Geológicos*, **42**, 331-339.
- URETA, S. y GOY, A. (1997) Bioestratigrafía del Aalenienense en el área de San Miguel de Aguayo-Pujayoo, Cuenca Vasco-Cantábrica occidental (España). pp 117-118. Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España. Alcañiz (Teruel).
- URETA, S., GOY, A., GÓMEZ, J.J. y MARTÍNEZ, G. (1999) El límite Jurásico Inferior- Jurásico Medio en la sección de Moyuela (Zaragoza, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **25** , 59-71.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. y PEREZ-CRUZ, C. (1991) The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. En: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. G. EINSELE, W. RICKEN y A. SEILACHER), pp. 617-659. Springer, Berlin.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. y THOMPSON, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. C.E. PAYTON), pp. 83-97. American Association of Petroleum Geologists Memoir. Tulsa, Oklahoma.
- VALENZUELA, M., GARCÍA-RAMOS, J. C., GONZÁLEZ LASTRA, J. A. y SUÁREZ DE CENTI, C. (1985) Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lias de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **15**, 45-52.
- VALENZUELA RÍOS, J. I., MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R. M. y LAGO, M. (1996) Nota preliminar sobre la edad del paleovolcanismo jurásico de Javalambre (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta*, **19**, 39-40.
- VALLADARES, I. (1976a) Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda (Provincias de Burgos y Soria). *Acta Salmanticensis, Tesis de Ciencias. Curso 1975-1976*. 16 pp.
- VALLADARES, I. (1976b) Estratigrafía del Jurásico Marino en el Sector sur-occidental de la provincia de Burgos. *Studia Geologica, Salamanca*, **XI**, 151-161.
- VALLADARES, I. (1980) Evolución de facies en el Jurásico calcáreo del Sector Sur-Oriental en la provincia de Burgos. *Studia Geologica, Salamanca*, **16**, 38-56, 2 Fig.
- VAN HOUTEN, F. B. (1985) Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography. *Geology*, **13**, 722-724.
- VAN HOUTEN, F. B. (2000) Ooidal ironstones and phosphorites- A comparison from a stratigrapher's view. In: Marine Authigenesis: From Global to Microbial pp. 127-132. SEPM Special Publication. Tulsa, Oklahoma.
- VAN HOUTEN, F. B. y BHATTACHARYYA, D. P. (1982) Phanerozoic Oolitic Ironstones-Geologic Record and Facies Model. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **10**, 441-457.

- VAN HOUTEN, F. B. y PURUCKER, M. E. (1984) Glauconitic peloids and Chamositic Ooids-Favorable Factors, Constrains, and Problems. *Earth-Science Reviews*, **20**, 211-243.
- VAN HOUTEN, F. B. y ARTHUR, M. A. (1989) Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 33-49. Geological Society of London Special Publication.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. W., VAIL, P. R., SARG J. F., LOUITT, T. S. y HARDENBOL, J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Sea-level changes - An Integrated Approach (Ed. C. K. WILGUS *et al.*), pp. 39-45. Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, Oklahoma.
- VEIZER J. y JANSEN S.L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *Journal of Geology*, 341-370.
- VEIZER J. y JANSEN S.L. (1985) Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics. *Journal of Geology*, 625-643.
- VELDE, B. (1989) Phyllosilicate formation in berthierine peloids and iron oolites. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 3-8. Geological Society of London Special Publications.
- VELDE, B. (1995a) *Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment*. 334 pp. Springer, Berlin.
- VELDE, B. (1995b) Compaction and Diagenesis. En: Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. (Ed. B. VELDE), pp. 220-246. Springer-Verlag, Berlin.
- VELDE, B. (1995c) Composition and Mineralogy of Clay Minerals. En: Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. (Ed. B. VELDE), pp. 8-42. Springer-Verlag Berlin.
- VERA, J. A. (2001) Evolution of the Southern Iberian Continental Margin. En: Peri-Thetys Memoir 6: Peri-Thetys Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Ed. P. A. ZIEGLER, W. CAVAZZA, A.F.H. ROBERTSON y CRASQUIN-SOLEAU), pp. 109-143. Memoires du Muséum National d'Histoire naturelle.
- VERA, J. A. (2004) *Geología de España*. 884 pp. SGM-IGME, Madrid.
- VILAS, L., ALONSO A., ARIAS, C., GARCÍA, A., MAS, J.R., RINCÓN, R. y MELÉNDEZ, N. (1983) The Cretaceous of the Southwestern Iberia Ranges (Spain). *Zitteliana*, **10**, 245-254.
- VIRGILI, C., SOPEÑA, A., RAMOS, A., ARCHE, A. y HERNANDO, S. (1983) El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. En: Libro Jubilar José María Ríos pp. 25-36. Ministerio de Industria, Madrid.
- WESTERMANN, G. E. G. (1955) Biostratigraphische Untersuchungen im Jura südlich der Sierra de la Demanda (Nordspanien). *Geologisches Jahrbuch*, **70**, 515-534.
- WETZEL, A. y ALLIA, V. (2003) The "Opalinus Mudstone" in northern Switzerland: Lithology and deposition history [Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte]. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 451-469.
- WHITE, W. M., DUPRE, B. y VIDAL, P. (1985) Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 1875-1886.
- WICANDER, R. y MONROE, J. S. (2004) *Historical Geology*. 427 pp. Thompson. Canada.

- WILDE, P., QUINBY-HUNT, M. S. y ERDTMANN, B.-D. (1996) The whole-rock cerium anomaly: A potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. *Sedimentary Geology*, **101**, 43-53.
- WILDE, S. (1988a) *Das Bathonium und Callovium der nordwest-iberischen Ketten (Jura, Spanien)*. 217 pp. Bochumer Geologische und geotechnische Arbeiten, Bochum.
- WILDE, S. (1988b) El Bathoniense-Calloviense de Ágreda y el desarrollo del Dogger y del Malm marino del Madero-Moncayo. III Coloquio de Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de España. Guía de Excursiones. 11. Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos) Logroño.
- WILDE, S. (1990) The Bathonian and Callovian of the Northwest Iberian Range: Stages of facial paleogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 113-142.
- WILLIAMS, M. E. (2002) Lateral variation within a hiatal-condensed bed and the controls on the formation and occurrence of berthierine ooids: a case study from the Middle Jurassic of NE England, UK. *Geological Journal*, **37**, 279-296.
- WILSON, J. L. (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. 471 pp. Springer-Verlag. Berlin.
- WOOD, R. (2001) Are reefs and mud mounds really so different? *Sedimentary Geology*, **145**, 161-171.
- WOPFNER, H. y SCHWARZBACH, M. (1976) Ore deposits in the light of palaeoclimatology. In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits; I, Principles and general studies; Vol. 3, Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics (Ed. K. H. WOLF), Elsevier, Amsterdam.
- WRIGHT, J., SCHRADER, H. y HOLSEN, W. T. (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim Cosmochim Acta*, **51**, 631-644.
- YÉBENES, A., COMAS-RENGIFO, M. J., GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1988) Unidades tectonosedimentarias en el Lias de la Cordillera Ibérica. III Congreso de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. 108-109.
- YOUNG, T. P. (1989a) Phanerozoic ironstones: an introduction and review. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), p. ix-xxv. Geological Society Special Publication.
- YOUNG, T. P. (1989b) Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. En: Phanerozoic Ironstones (Ed. T. P. YOUNG y W. E. G. TAYLOR), pp. 51-63. Geological Society Special Publication.
- YOUNG, T. P. (1992) Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 321-347.
- YOUNG, T. P. y TAYLOR, W. E. G. (1989) *Phanerozoic Ironstones*. 251 pp. Vol. 46. Special Publication Geological Society. London.
- YOUNG, T. P., AGGETT, J. R. y HOWARD, A. S. (1991) The Cleveland Ironstone Formation. En: Jurassic and Ordovician Ooidal Ironstones (Ed. T. P. YOUNG), pp. 1-31. Field Guide. 13th Int. Sedimentol. Congr. Nottingham.
- ZIEGLER P. A. (1978) North-Western Europe: Tectonics And Basin Development. *Geologie en Mijnbouw*, 589-626.
- ZIEGLER, P.A. (1990) *Geological Atlas of Western and Central Europe*. 239 pp. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Mijdrecht.
- ZIEGLER, P.A. (2004) Europe: Permian to Recent Evolution. En: The Encyclopedia of Geology (Ed. R. C. SELLEY, L.R. COCKS y I. R. PLIMER), pp. 102-125. Elsevier. Amsterdam.

ZITZMANN, A. y NEUMANN-REDLIN, C. (1977-1978) The iron ore deposits of Spain. En: The iron ore deposits of Europe and adjacent areas (Ed. A. ZITZMANN), pp. I, 269-278, II, 155-168, 322-324. Bundesanst. Geowiss. Rohst., Hannover.